

**Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia,
des M. Boglia, des M. Brè und des M. San Salvatore bei Lugano**

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Peter Lehner

aus Kippel (Kanton Wallis)

Basel 1952

Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie. AG., Basel



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548208_0058

**Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia,
des M. Boglia, des M. Brè und des M. San Salvatore bei Lugano**

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Peter Lehner

aus Kippel (Kanton Wallis)

Basel 1952

Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie. AG., Basel

Genehmigt von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren L. VONDERSCHMITT und M. REINHARD.

Basel, den 29. April 1952.

Prof. W. KUHN, Dekan.



Sonderabdruck aus
ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE
Vol. 45, Nr. 1, 1952

Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. San Salvatore bei Lugano

Mit 16 Textfiguren und 3 Tafeln (V—VII)

Von **Peter Lehner**, Kippel (Wallis)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	88
Einleitung	88
A. Lage und Umgrenzung des Arbeitsgebietes	88
B. Allgemeine geologische Übersicht	89
C. Kurze stratigraphische Übersicht	90
Grundgebirge	91
A. Kristalline Gesteine	91
1. Paragesteine	91
a) Stabielloogneise	91
b) Phyllonite	92
2. Muskowitische Alkalifeldspatgneise (Gneiss chiari)	92
B. Karbon	92
1. Historische Übersicht	92
2. Einzelprofile des obern Karbons im Gebiet der Denti della Vecchia	95
a) Pozzetti	95
b) Pairolo	97
c) NW-Fuss der Denti della Vecchia	97
d) Val Rezzo	98
e) Val Sanagra und Breglia	100
3. Alter und Ablagerungsverhältnisse	100
4. Tektonische Stellung des Karbons	101
5. Zusammenfassung	102
Deckgebirge	103
A. Servino-Verrucano-Serie	103
1. Definition und Übersicht	103
2. Beschreibung einiger wichtiger Gesteinstypen	104
3. Einzelprofile	105
a) Riale di Castello	105
b) NW-Fuss der Denti della Vecchia	106
c) Pozzetti	106
d) Val Rezzo	107
e) Gaeta, Lago di Como	107
4. Alter und Sedimentationsverhältnisse	110

B. Salvatore Dolomit	110
C. Raiblerschichten	111
1. Definition und Übersicht	111
2. Einzelprofile	112
a) Bochetta Brumea	112
b) NW-Fuss der Denti della Vecchia	113
c) Pairolo	115
d) Val Rezzo	115
e) Plesio, Nobiallo, Ligomeno	117
3. Besprechung der Profile	118
4. Zusammenfassung	119
D. Hauptdolomit	120
E. Rhät	120
1. Übersicht	120
2. Einzelprofile	121
a) Torrente Soldo	121
b) Costa di Ciappei, Val del Orzo	122
c) Cassonetobel, Nordflanke des M. Brè	123
3. Fossilfundstellen im Rhät	124
4. Zusammenfassung	124
F. Der untere Lias	125
1. Übersicht	125
2. Zur Lithologie der Lombardischen Kieselkalke	126
3. Einlagerung von Dolomiten, Korallenkalken und Breccien (Alpe Bolgia)	126
4. Blöcke von Kalkbreccien und Dolomit im Kieselkalk des M. Brè	127
5. Fossilfundstellen im untern Lias	128
6. Zusammenfassung	128
G. Kurze Zusammenfassung der Stratigraphie	129
H. Zur Erforschungsgeschichte der Luganerlinie	130
Tektonik	132
Einleitung	132
1. Falten mit der Achsenrichtung N 60—75 W	133
a) Die Zone der Lombardischen Kieselkalke	133
b) Die Rhätzone der Val Solda	136
c) Die Hauptdolomitzone der nördlichen Val Solda	137
2. M.-Grona-Linie	138
a) Abschnitt Comersee-Val Rezzo	138
b) Abschnitt Val Rezzo-Pairolo	139
c) Abschnitt Denti della Vecchia	140
3. Luganerlinie	141
4. Zusammenfassung und Versuch einer Deutung	144
5. Der M. San Salvatore und Vergleich mit den umliegenden Gebieten	146
6. Einige Bemerkungen zur Generosodecke von Prof. R. STAUB (1951)	150
Quartär	151
1. Eiszeitliche Ablagerungen	151
2. Sackungen	153
3. Bemerkungen zur Morphologie	157

Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln

Fig. 1.	Topographische Übersichtskarte des Seengebietes. Das kartierte Gebiet ist schräg schraffiert, Masstab 1 : 400 000.	89
Fig. 2.	Geologische Karte des Gebietes von Pozzetti, ca. 2,5 km SE Cimadera, Masstab 1 : 10 000	95
Fig. 3.	Profil der Bachrunse bei Pozzetti, ca. 2,5 km SE Cimadera	96
Fig. 4.	Geologische Karte des Südhangs der obern Val Rezzo, SW gegenüber dem Dörfchen Segghebbia (Italien), Masstab 1 : 10 000	99
Fig. 5.	Profil der Servino-Verrucano-Serie im Riale di Castello, ca. 1 km E Cadro . . .	105
Fig. 6.	Profil der Servino-Verrucano-Serie an der Gaeta, ca. 2 km N Menaggio am Comersee.	108
Fig. 7.	Profil der Raiblerschichten unterhalb der Bocchetta Brumea, am Nordhang der Runse des Torrente Varone, ca. 1 km N der Alpe Bolla	112
Fig. 8.	Profil der Raiblerschichten am NW-Fuss der Denti della Vecchia oberhalb Scirona	114
Fig. 9.	Profil am Südhang der obern Val Rezzo	116
Fig. 10.	Vorkommen und Mächtigkeit des untern Lias im Seengebiet, Masstab 1 : 500 000	129
Fig. 11.	Tektonische Übersichtskarte des Gebietes der Denti della Vecchia, Masstab 1 : 100 000	133
Fig. 12.	Tektonische Diagramme	135
Fig. 13.	Tektonische Skizze der Umgebung von Menaggio am Comersee, Masstab 1 : 100 000	139
Fig. 14.	Geologische Karte des M. San Salvatore, Masstab 1 : 25 000	148
Fig. 15.	Geologische Profile des M. San Salvatore	149
Fig. 16.	Sackung von Cureggia-Orlino. Ansichtsskizze des Südhangs der Runse des Riale di Nava NE Orlino	155
Tafel V.	Geologische Übersichtskarte der Gegend von Lugano, Masstab 1 : 75 000.	
Tafel VI.	Geologische Karte des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia und des M. Brè, Masstab 1 : 25 000.	
Tafel VII.	Geologische Profile durch das Gebiet der Denti della Vecchia, des M. Boglia und des M. Brè, Masstab 1 : 25 000.	

VORWORT

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. L. VONDERSCHMITT, Vorsteher des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Basel.

Die Untersuchungen im Felde erfolgten in den Jahren 1950 und 1951.

Als topographische Unterlage dienten Kartenwerke im Masstab 1:10000, teils die Katasterpläne der betreffenden Gemeinde, teils die photogrammetrischen Pläne der Schweizerischen Grundbuchvermessung. Für das italienische Gebiet stand *Foglio 15 della Carta d'Italia* zur Verfügung.

Die Originalkarte sowie die Gesteinsproben und Dünnschliffe sind vorläufig im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel hinterlegt.

Ich möchte an dieser Stelle meinem Lehrer, Herrn Prof. L. VONDERSCHMITT, für das Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte und seine Hilfe, herzlich danken. Auf mehreren gemeinsamen Exkursionen ins Luganergebiet, die für mich sehr lehrreich waren, bot sich Gelegenheit, die wichtigsten Probleme an Ort und Stelle zu diskutieren.

Ebenso bin ich Herrn Prof. REINHARD, Vorsteher des Mineralogisch-Petrographischen Institutes, zu grossem Dank verpflichtet. Die Bearbeitung der schwierigen Probleme, welche die Lagerung des Karbons betreffen, wäre ohne seine Unterstützung und die Einsicht in seine Detailkartierung des Kristallgebietes nicht möglich gewesen.

Herzlichen Dank schulde ich ferner Herrn Prof. W. J. JONGMANS in Heerlen, als dessen Begleiter ich zahlreiche Karbonvorkommen in der Schweiz besuchen konnte. Er war so freundlich, die leider seltenen Funde von gut erhaltenen Karbonpflanzen unseres Gebietes zu bestimmen.

Ebenso möchte ich den Herren Proff. M. REICHEL und E. WENK für zahlreiche Ratschläge und Anregungen während der Ausarbeitung meiner Dissertation herzlich danken.

Herrn P.-D. Dr. W. NABHOLZ danke ich vor allem für seine Hilfe bei der Drucklegung der vorliegenden Arbeit. Ganz besonders möchte ich auch meinem Studienkameraden P. HERZOG danken, welcher die nicht immer sehr angenehme Arbeit der Korrektur der vorliegenden Dissertation besorgte.

Ferner danke ich der Schweizerischen Geologischen Kommission und deren Präsidenten, Herrn Prof. A. BUXTORF, für die finanzielle Unterstützung bei der Kartierung des M. San Salvatore.

Zu grossem Dank bin ich ferner Herrn und Frau Dr. BEARTH verpflichtet für ihre Gastfreundschaft während meines Aufenthaltes in Basel.

EINLEITUNG

A. Lage und Umgrenzung unseres Arbeitsgebietes (Fig. 1)

Das untersuchte Gebiet befindet sich in den Lombardischen Alpen. Unter dieser Bezeichnung werden die Bergketten zusammengefasst, die sich am Südfuss der Alpen vom Langensee bis zum Gardasee erstrecken. Der Abschnitt zwischen Luganer- und Comersee, vom M. Generoso gegen Norden, ist unter dem Namen Comasker- oder Luganeralpen bekannt.

Unser Arbeitsgebiet wird im Süden vom trogartigen Quertal von Porlezza begrenzt, in welches der Luganersee mit breitem Arme vorstösst.

Die Grenze gegen Westen und Norden folgt von Lugano bis zur Bocchetta di San Bernardo dem West- bzw. Nordfusse des Grenzkammes zwischen der Schweiz und Italien. Von der Bocchetta di San Bernardo gegen Osten bildet der Talfluss der oberen Val Rezzo die Nordgrenze.

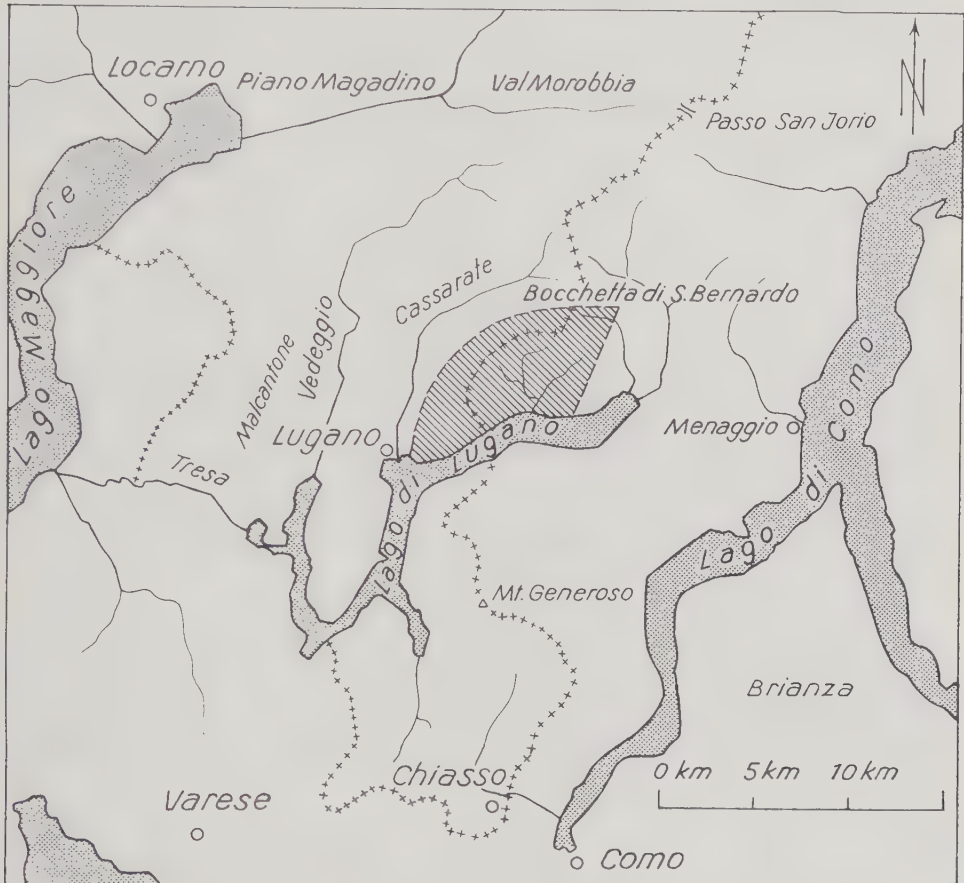


Fig. 1. Topographische Übersichtskarte des Seengebirges.
 Masstab 1:400000. Das kartierte Gebiet ist schräg schraffiert.

Als Ostgrenze wählten wir eine Linie, welche von Buggiolo in der Val Rezzo nach Cressogno am Ufer des Luganersees verläuft. Diese Linie folgt ungefähr der Bergkette zwischen der Val Rezzo und der Val Solda.

Nach Beendigung der Aufnahmen in diesem Gebiet wurde im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission der Sedimentanteil des M. San Salvatore kartiert.

B. Allgemeine geologische Übersicht

Unser Arbeitsgebiet liegt im Süden der Jorio-Tonale-Linie, welche als steil stehende Störung wenig nördlich der Val Morobbia die Bergketten zwischen Adda und Livinental überquert. Die Jorio-Tonale-Linie trennt die alpine Wurzelzone (im Norden) von der insubrischen Zone (im Süden). Das insubrische Kristallin bildet die normale Unterlage der Sedimente des Alpensüdrandes.

Die Nordgrenze der Sedimente wird in den Luganeralpen von einer steilen flexurartigen Störung gebildet. Wir bezeichnen sie in unserer Arbeit als M. Grona-Linie (Fig. 11, p. 133). Sie zieht von Acquaseria am Comersee, nördlich Menaggio, in EW-Richtung zur Bocchetta di San Bernardo an der Schweizer Grenze in der innern Val Colla. Von der Bocchetta di San Bernardo gegen Westen beginnt die M. Grona-Linie in weitem Bogen gegen SW abzubiegen. Im Gelände tritt diese Linie markant hervor, indem die hellen Triasdolomite das nördliche, leicht erodierbare Kristallin mauerartig überragen. An mehreren Stellen lassen sich sekundäre Verschuppungen beobachten. In den Denti della Vecchia werden diese besonders intensiv. Oberhalb Cadro biegen die Sedimente erneut in die EW-Richtung ab und enden keilartig im Kristallin. Die M. Grona-Linie scheint hier abgebrochen. Vom SW-Ende der Denti della Vecchia bis an die Ufer des Luganersees am Südfuss des M. Brè trennt eine mehr oder weniger senkrecht stehende, mehrfach geknickte und verschuppte Verwerfung die Sedimente (im Osten) vom kristallinen Grundgebirge (im Westen). Für den Ostflügel dieser Verwerfung lässt sich ein relatives Absinken von dn. 1500 m abschätzen. Diese im allgemeinen N—S gerichtete Störung lässt sich am Ostufer des Luganersees von Caprino bis Mendrisio weiter verfolgen. Sie wurde von G. NEGRI und E. SPREAFICO (1869) erstmals beobachtet und kartiert und von A. BISTRAM (1905) als Luganer Hauptverwerfung bezeichnet. Diese auffällige Störungslinie hat im Laufe der letzten hundert Jahre die verschiedenartigsten Deutungen erfahren. Die Interpretation von BERNHARD STUDER aus dem Jahre 1851 als Intrusivkontakt und diejenige von R. STAUB (1951) als Ausbiss einer Überschiebungsfläche stellen wohl die beiden Extreme dar. Wir nennen diese umstrittene Störung, die auch in der Stratigraphie von grosser Bedeutung ist, in unserer Arbeit Luganerlinie.

Das Gebiet südlich der M.-Grona-Linie und östlich der Luganerlinie wird von permischen und mesozoischen Sedimenten eingenommen. Diese sind in unserem Gebiet stark verfaltet und verschuppt. Die Falten steigen treppenartig gegen Norden an, so dass auf jeder Stufe tiefere stratigraphische Horizonte an die Oberfläche treten. Die Faltenachsen streichen im allgemeinen N 65—75 W und fallen mit 10—20 Grad gegen Westen. Diese Hinweise mögen für eine erste tektonische Orientierung genügen.

C. Kurze stratigraphische Übersicht

Die Sedimentreihe unseres Untersuchungsgebietes beginnt mit den Konglomeraten des obern Karbon. Eine erste Aufgabe unserer Arbeit bestand darin, die Stellung des Karbons zum Grundgebirge und zum hangenden Perm und Mesozoikum (Deckgebirge) zu untersuchen.

Die Basis der mesozoischen Schichten bilden in unserem Gebiet die vorw. detritischen Gesteine der Servino-Verrucano-Serie. (Perm—untere Trias.) Die mittlere und obere Trias umfasst die Salvatore-Dolomite, die Raiblerschichten (bunte Mergel und Dolomite) und den Hauptdolomit. Diese Bezeichnungen sind als Schichtgruppennamen und nicht als stratigraphische Stufen aufzufassen. Entlang der M. Grona-Linie lagert der Hauptdolomit stellenweise mit einer mächtigen basalen Breccie unmittelbar auf dem Grundgebirge. M. MAGNANI (1945) äussert die Vermutung, es könnte sich um eine transgressive Auflagerung handeln. Dieses Problem liess sich infolge der enormen tektonischen Beanspruchung der Gesteine entlang der M. Grona-Linie nicht eindeutig lösen. Ein Transgredieren der Raiblerschichten bis auf das Grundgebirge ist jedoch an mehreren Stellen wahrscheinlich.

Hauptdolomit, Rhät und unterer Lias zeigen im Gebiet zwischen Comersee und Luganerlinie starke Wechsel in Facies und Mächtigkeit von Ost nach West. A. BISTRAM deutete diese Facieswechsel durch das Absinken des Generosobeckens E der Luganerlinie gegenüber der Luganerschwelle im Westen.

Durch die Arbeiten von E. FRAUENFELDER (1916) und A. SENN (1924) ist uns aus dem Gebiet von Mendrisio eine Transgression des untern Lias aus dem Generoso- becken gegen Westen bekannt. Auch in diesem Gebiet trennt die Luganerlinie das Generoso- becken mit den mächtigen Kieselkalken im Osten von einem Schwellen- gebiet mit fehlendem oder reduziertem Unterlias im Westen. Wir werden auf diese Probleme am Schlusse des stratigraphischen Abschnittes zu sprechen kommen.

I. GRUNDGEBIRGE

Unter der Bezeichnung Grundgebirge fassen wir alle Gesteine und Struk- turen zusammen, über welche die permische bzw. die triadische Transgression hinwegging.

Wie wir in der Einleitung bemerkt haben, tritt das Grundgebirge im Norden der M. Grona-Linie und westlich der Luganerlinie an die Oberfläche.

Die kristallinen Gesteine dieses Gebietes sind von Herrn Prof. M. REINHARD einer eingehenden Bearbeitung unterzogen worden. Wir beschränken uns daher auf eine kurze Beschreibung der für das Verständnis der folgenden Kapitel wich- tigen Gesteinstypen.

A. Kristalline Gesteine

1. Paragesteine

a) Stabielloogneise

Weitaus die Hauptmasse des von unserer Kartierung erfassten Grund- gebirges besteht aus mylonitischen Paragneisen. Diese wurden von M. REINHARD 1939 als Stabielloogneise bezeichnet (nach ihrer Hauptverbreitung am M. Stabiello auf dem Grenzkamm ca. 7 km südwestlich des Joriopasses).

Für die genaue petrographische Charakterisierung verweisen wir auf die Er- läuterungen zum Blatt Jorio, 1939 (p. 75).

Wir geben hier die Beschreibung eines Vorkommens in der inneren Val Rezzo. Die Aufschlüsse befinden sich im Bachtobel unterhalb des Dörfchens Segghebbia, Q. 1100.

Die Stabielloogneise zeigen sich hier als ein graues feinschiefriges bis flaseriges Gestein von oft gelbbrauner Verwitterung. Auffallend sind die von zerknitterten Glimmerblättchen bedeckten, silberglänzenden S-Flächen. Häufig zeigt sich eine intensive Kleinfältelung. In einzelnen Zonen ist das Gestein durchspickt von kleinen Granatporphyroblasten.

Im Dünnschliff zeigt sich das Bild eines tektonisch stark zertrümmerten Gesteines. Das Schliffbild ist durchzogen von zahlreichen gewundenen Quarz- schnüren und Linsen mit Pflastergefüge. Die einzelnen Körner zeigen stark un- dulöse Auslöschung. Feldspat tritt in augenförmig ausgewalzten und zerbrochenen Kristallen auf, die oft weitgehend serizitisiert sind. Muskovit durchsetzt in schlierig angeordneten Zügen das Gestein und umschmiegt in gewundenen, oft zerbro- chenen Kristallen die Porphyroklasten und Quarzschnüre. Häufig sind kleine Erz- körnchen.

b) Phyllonite

Als Phyllonite bezeichnen wir ein feinschieferiges, dichtes Gestein von bläulich-schwarzer Farbe. Häufig sind sie feinsplitterig zerbröckelt und erhalten im Gelände durch die unzähligen limonitisch anwitternden Bruchflächen einen erdig-braunen Farbton.

Im *Dünnschliff* lässt sich folgendes erkennen: Die Grundmasse des Gesteins besteht aus feinstem filzigem Gereibsel von Serizit und Quarz, das von dunklen Schlieren durchzogen ist. Nicht selten treten ausgewalzte, zerscherte Quarz-schnüre auf. Ziemlich häufig sind Einsprenglinge von kleinen, augenförmig ausgewalzten, randlich stark zertrümmerten, meistens serizitisierten Plagioklasen. Zahlreich kommen kleine zerbrochene Glimmerblättchen vor.

Die Phyllonite stellen nach M. REINHARD (1939, p. 24) das Endprodukt einer Mylonitisationsreihe dar, als deren Ausgangspunkt wir die Giumellogneise betrachten können. Giumellogneise, Stabielloogneise und Phyllonite sind untereinander durch Übergänge verbunden.

2. Muskowitische Alkalifeldspatgneise (Gneiss chiari)

In unserem Arbeitsgebiet kommen als einzige Orthogesteine muskowitische Alkalifeldspatgneise vor. Dieses Gestein ist in der Literatur unter dem von A. STELLA (1894) eingeführten Namen Gneiss chiari bekannt. Es handelt sich um helle, grobkörnige Gneise mit deutlicher Paralleltexur. Hauptgemengteile sind Alkalifeldspat, Quarz und Muskowit.

Quarz kommt in verzahnten Lagen vor mit undulöser Auslöschung. Feldspat zeigt sich in augenförmigen, randlich zertrümmerten Kristallen, die häufig serizitisiert sind. Es handelt sich vorwiegend um Alkalifeldspate (Mikroclin und Perthit). Seltener ist Albit vertreten. Muskowit tritt in zerknitterten, gewundenen Schüppchen auf. In der innern Val Rezzo führen diese Gneise in einzelnen Zonen reichlich Chlorit.

Die muskowitischen Alkalifeldspatgneise bilden in unserem Gebiet gesonderte tektonische Einheiten. Vom umliegenden Gestein sind sie stets durch tektonische Bewegungsflächen getrennt.

B. Karbon

Einleitung

Die Karbonvorkommen des Gebietes von Lugano stellen das einzige mit Sicherheit belegte Karbon des Alpensüdrandes westlich der Karnischen Alpen dar. In den Lombardischen Alpen sind es die ältesten datierbaren Sedimente überhaupt. Es ist jedoch möglich, dass in den Phylliten des M. Bar, N der Val Colla, und in ähnlichen Phyllitlinsen der Bergamaskeralpen paläozoische Sedimente vertreten sind.

In unserer Arbeit haben wir einen ersten Abschnitt der Erforschungsgeschichte des Luganer Karbons gewidmet. Um ein möglichst abgerundetes Bild zu erhalten, wurde das Karbon von Manno, obwohl es ausserhalb unseres Gebietes liegt, mitberücksichtigt.

1. Kurzer Abriss der Erforschungsgeschichte

a) Zum Karbon von Manno.

1869: G. NEGRI und E. SPREAFICO (p. 15ff.) entdeckten zusammen mit A. STOPPANI das erste Karbonvorkommen der Lombardischen Alpen, bei Manno ca.

5 km nordwestlich Lugano. Die Autoren beschreiben eine etwa 100 m mächtige Serie von Konglomeraten und Sandsteinen mit zahlreichen Steinkernen von Sigillaria, Stigmara, Lepidodendron und Calamites.

1876: OSW. HEER (pp. 6, 14) bestimmt von B. STUDER gesammelte Steinkerne, ohne auf das Alter der Flora näher einzugehen.

1880: TORQ. TARAMELLI (p. 33ff.) zitiert einen Brief von E. FAVRE an E. SPREAFICO vom 3. November 1871. E. FAVRE betrachtet das Karbon von Manno als U-förmig in das Kristallin eingefaltete Mulde. Die Servino Verrucano-Serie von Arosio soll sich diskordant zu diesen Strukturen verhalten.

1880: C. W. GÜMBEL (p. 573ff.) beschreibt die Ablagerungen von Arosio und Manno. Nach den Pflanzenbestimmungen von OSW. HEER glaubt er die Flora ins *mittlere Karbon* stellen zu dürfen.

1887: E. BAYET (pp. 3, 4) gibt eine kurze lithologische Beschreibung des Vorkommens von Manno, in welchem er zahlreiche Steinkerne von Sigillaria, Calamites und Lithodendron fand.

1890: C. SCHMID (p. 7) vergleicht das Karbon von Manno mit den *Vallorcine-konglomeraten*. Hier wie dort soll das Karbon „*beinahe konkordant*“ dem Kristallin eingeschaltet, und *diskordant* von den jüngern Sedimenten überlagert sein.

1896: F. SORDELLI beschreibt die Flora von Manno. Er stellt sie ins untere *Stéphanien* mit der Bemerkung, dass zahlreiche *westphalische* Formen vorkommen.

1894: A. STELLA (p. 88) nimmt an, dass das Karbon von Manno einen in die kristallinen Schiefer eingeklemmten Keil darstellt. Die Konkordanz zwischen Karbon und Grundgebirge soll nur eine scheinbare sein.

1897: F. FRECH vergleicht die Flora von Manno mit derjenigen der Ottweilerstufe des Saarbrückengebietes.

1911: B. C. ESCHER gibt eine ausführliche Beschreibung der Ablagerungen von Arosio und Manno. Davon seine Zusammenfassung:

„1. Das Karbon von Manno ist eingefaltet in das Grundgebirge.

2. Diskordant zum Grundgebirge lagern Porphyrtuffe, Porphyre und Verrucano.

3. Sowohl Paläozoikum als auch Mesozoikum sind von Brüchen durchsetzt.“ Zwischen 1 und 2 fand mit grosser Wahrscheinlichkeit eine herzynische Faltung statt.

1922: P. KELTERBORN (p. 151) rechnet *im Gegensatz* zu allen frühern Autoren die basalen Konglomerate der Servino Verrucano-Serie von Arosio zum Karbon und erhält so eine *konkordante Folge* Oberkarbon–Perm–Trias.

1928: J. KOENIGSBERGER (p. 285–295) stellt die Phyllonite sowie die Phyllite des M. Bar ins Karbon und kommt dadurch zu unklaren Ergebnissen.

1934: M. REINHARD schreibt im geologischen Führer der Schweiz:

„Herzynisch in das Grundgebirge eingefaltet findet sich bei Manno 5 km von Lugano eine Scholle von Karbonkonglomeraten mit untergeordneten Sandsteinen und Tonschiefern.“ Und weiter: Das Karbon von Manno „ist herzynisch eingefaltet und von alpinen Brüchen begrenzt.“

1940: J. A. BURFORD ist der Ansicht, dass das Karbon von Manno eine ca. NS verlaufende Störung, die er Vedeggio-Störung nennt, transgressiv überlagert. Das Gebiet östlich dieser Störung betrachtet er als Wurzelzone von Gneisdecken, die auf das Kristallin nördlich Lugano flach überschoben sind. Für die Vedeggio-Störung und diese Überschiebungen nimmt er herzynisches oder präherzynisches Alter an. 1951 bezeichnete er die oben genannten Gneisdecken als Intrusivdecken von der Art der Tessiner Deckenkerne.

1951: W. J. JONGMANS (p. 102) stellt die Flora von Manno ins obere Karbon, wahrscheinlich Westphalien C. Im Herbst 1951 führte er bei Manno eine kleinere Schürfung aus. Nach den neueren Untersuchungen muss die Flora, wie uns der Autor freundlicherweise mitteilte, ins *Westphalien B, C* gestellt werden.

1951: P. GRAETER betrachtet das Karbon von Manno als ein in eine spätherzynische Störung eingeklemmtes Schubpaket. Es gelang diesem Autor, noch weitere Vorkommen in dieser Störung, die er Caslano-Laverne-Störung nennt, aufzufinden. Die Störung wird bei Caslano von der Servino-Verrucano-Serie transgressiv überlagert. Die basalen Konglomerate von Arosio, die P. KELTSERBORN zum Karbon rechnete, gehören nach P. GRAETER zur Servino-Verrucano-Serie.

Weit weniger Beachtung als das Karbon von Manno fanden die Karbonvorkommen des Gebietes der Denti della Vecchia und der nördlichen Comaskeralpen. Es fällt uns vor allem auf, dass gerade diejenigen Autoren, die diese Gebiete kartierten und im Detail beschrieben, die Vorkommen vollständig übersehen (E. REPOSSI 1902 und A. BISTRAM 1903).

b) Kurzer Abriss der Erforschungsgeschichte des Karbons unseres Untersuchungsgebietes.

1920: C. SCHMIDT (p. 109) beschreibt das Karbonvorkommen bei Pozzetti ca. 2,5 km NE Cimadara. Er erwähnt Schiefer, Sandsteine und Konglomerate die auf Glimmerschiefer aufrufen und von Verrucano überlagert sind.

1925: L. WEHRLI (pp. 128–153) gibt eine ausführliche Beschreibung des Karbonprofils bei Pozzetti, das er 1917 entdeckt hat. In seinem Profil zeichnet er Grundgebirge, Karbon und Verrucano in *vollkommener Konkordanz*.

1923: P. KELTSERBORN (p. 160) erwähnt in seiner Dissertation das Vorkommen bei Pozzetti, wo er den Abdruck eines Calamiten fand.

1944–46: M. MAGNANI beschreibt ein neues Vorkommen in der Val Sanagra unterhalb der Alpe Logone. Das Karbon soll dort konkordant das Grundgebirge überlagern.

1947: S. VENZO und L. MAGLIA geben eine ausführliche Beschreibung aller bis dahin bekannten Karbonvorkommen des Luganergebietes mit Ausnahme desjenigen von Manno. Die Autoren beschreiben eine transgressive Auflagerung des Karbons auf das Grundgebirge und eine konkordante Sedimentfolge bis in die Trias. Die Flora des Vorkommens von Logone wird ins Westphalien C, diejenige von Cimadara ins untere Stéphanien gestellt.

Wir fassen die wichtigsten Ergebnisse aller Untersuchungen bis 1951 kurz zusammen:

Die Karbonkonglomerate von Manno sind in eine spätherzynische Störung eingeschuppt. Über diese Störung transgrediert die Servino-Verrucano-Serie. Die Flora von Manno ist ins Westphalien B, C zu stellen.

In den nördlichen Comaskeralpen und im Gebiete der Denti della Vecchia glaubten die italienischen Autoren eine konkordante Folge Karbon-Perm-Untere Trias feststellen zu können. Die Flora des Vorkommens von Logone wird von S. VENZO und L. MAGLIA 1947 ins Westphalien gestellt, diejenige von Cimadara ins untere Stéphanien.

Die Karbonvorkommen unseres Untersuchungsgebietes befinden sich alle an der M. Gröna-Linie, am Nordrand der Sedimente (vgl. Übersichtskarte Tafel V). Die Vorkommen stehen alle in Zusammenhang mit einer mächtigen Gneiss chiara-Lamelle. Oft sind sie eingeschuppt in diese Gneise oder an deren Untergrenze. E der Bocchetta di San Bernardo treten sie in unmittelbaren Kontakt mit der

Servino-Verrucano-Serie und den mesozoischen Sedimenten. Die Auflagerung ist sicher tektonisch. Ob eine ursprünglich konkordante Folge möglich ist, werden wir am Schlusse dieses Abschnittes zur Diskussion stellen.

2. Einzelprofile des obern Karbons im Gebiete der Denti della Vecchia

a) Pozzetti, SE Cimadera (Fig. 2 und 3).

Das Profil befindet sich bei Pozzetti ca. 2,5 km SE Cimadera, Q. 1400–1425 (Koord. 225.3/103.9). Die Aufschlüsse liegen in der Bachrunse oberhalb der kleinen



Fig. 2. Geologische Karte des Gebietes von Pozzetti, ca. 2,5 km SE Cimadera. Masstab 1:10000.

Terrasse, auf welcher die Baracken der Forstarbeiter stehen. Diese Bachrunse zeigt ein fast durchgehendes Profil vom kristallinen Grundgebirge bis in die Dolomite der untern Trias. Ein Blick auf die geologische Karte zeigt uns, dass sich das ganze Profil in einer ausgedehnten Sackung befindet, die im Gelände gut hervortritt. Die Schichtfolge ist aber in den unteren Partien nur wenig gestört und kann als normal betrachtet werden.

Am Eingang der Runse stehen braunschwarze Phyllonite an. Die obersten Lagen dieses Gesteins sind zu einem bläulich-schwarzen, knetbaren Brei zerrieben. In diesem Brei liegen einzelne tektonisch enorm beanspruchte Fetzen von Gneiss chiari. Darüber folgen die Konglomerate und Sandsteine des Karbons mit einer Mächtigkeit von 30 bis 40 m. Da diese Sedimente bei der Verwitterung locker zerfallen, sind die Aufschlüsse schlecht, so dass kein detailliertes Profil aufgenommen werden konnte.

Unmittelbar über der Auflagerungsfläche auf die Phyllonite werden lockere Konglomerate von nur geringer Mächtigkeit sichtbar.

Die darüberfolgende Serie ist heute verschüttet.

Nach den Angaben von C. SCHMIDT (1920) und L. WEHRLI (1925) muss es sich um zerrüttete kohlige Sandsteine handeln mit einzelnen Kohlenschmitzen.

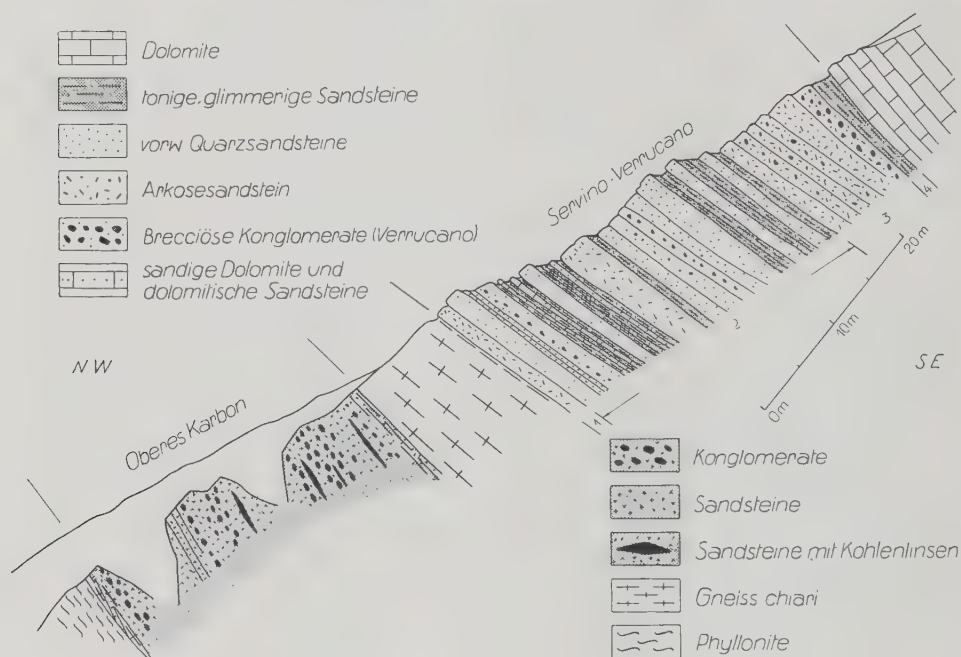


Fig. 3. Profil der Bachrunse bei Pozzetti, ca. 2,5 km SE Cimagera.

Die Konglomerate des obren Karbon sind von den Gesteinen der Servino-Verrucano-Serie (Perm – untere Trias) durch eine Gneiss chiari Lamelle getrennt (vgl. Geol. Karte, Fig. 2).

In diesen Schichten wurden während des Krieges 1914/1918 Stollen zur Kohlenausbeute vorgetrieben.

Über dieser Serie treten ca. 20 m Konglomerate mit vereinzelt Sandsteinlagen auf. Der grösste Teil der Gerölle besteht aus hellen muskovitischen Alkalifeldspatgneissen. Diese sind leicht abgeplattet und gut gerundet, von 5–20 cm Dm. Die Grundmasse der Konglomerate bildet ein heller, brecciöser, feldspatführender Quarzsand. Die ganze Ablagerung ist schlecht sortiert und ungebankt, das Gestein locker und unverkittet.

Leider sind die Tonschiefer und Sandsteine, in welchen die Kohlenstollen vorgetrieben waren, nie speziell auf Pflanzenreste untersucht worden. Aus der Samm-

lung von M. REINHARD, die er freundlicherweise zur Verfügung stellte, konnte durch W. J. JONGMANS *Cordaites cf. principalis* (germ.) GEINITZ bestimmt werden. In der Sammlung des Gymnasiums von Lugano befindet sich ferner ein von Dr. PANZERA gefundenes Exemplar von *Stigmara ficoides* BRONGN. Diese Pflanzenfunde erlauben keine genaue Stufenbestimmung, wohl aber eine sichere Zuteilung der Ablagerungen zum Obern Karbon.

Dieses Karbon wird von einer Platte von muskowitzischen Alkalifeldspatgneisen (Gneiss chiari) überlagert. Die Auflagerung ist durch eine kohlige Mylonitisationszone an der Obergrenze der Konglomerate gekennzeichnet. Die Gneisslamelle selbst ist stark verruscht und mylonitisiert. Südlich der Runse bilden die Gneise eine Terrainkante und wurden hier in mehreren Schürfungen aufgeschlossen. Über diese Gneisslamelle transgredieren die Gesteine der Servino-Verrucano-Serie.

Wir fassen die wichtigsten Daten kurz zusammen:

Die Ablagerungen des Obern Karbons von Pozzetti SE Cimadera sind eingeschuppt in das Kristallin des Grundgebirges. Die Unterlage des Karbons bilden die Phyllonite. An der tektonisch stark beanspruchten Grenzfläche zwischen Karbon und Phylloniten konnten vereinzelte Schubsetzen von Alkalifeldspatgneisen festgestellt werden. Dieselben Gneise überlagern das Karbon als ca. 30° gegen SW einfallende Platte und bilden die normale Unterlage der Servino-Verrucano-Serie.

b) Pairolo.

Das Profil befindet sich in der Bachrunse SW der Clubhütte des SAT auf Q. 1246—1330 (Koord. 724/102.5).

Die schwarzen Phyllonite werden kurz nach der Abzweigung der Runse von einem nur wenige Meter mächtigen Band von Gneiss chiari überlagert. Über diesen Gneisen folgen die Konglomerate und Sandsteine des Obern Karbons mit einer Mächtigkeit von 20—25 m. Die lithologische Beschaffenheit dieser Sedimente entspricht derjenigen des Aufschlusses von Pozzetti. Die tektonische Beanspruchung macht sich jedoch hier viel stärker bemerkbar. In den Konglomeraten finden sich nicht selten Steinkerne von Calamiten und Sigillarien. Die sandigen Lagen sind oft reich an unbestimmbarem Pflanzenhäcksel. Das Karbon wird von Phylloniten und einem Band von Gneiss chiari überlagert. Die Obergrenze dieses Bandes ist nicht aufgeschlossen. Oberhalb einer 10—15 m breiten Schutzzone stehen Gesteine der Servino-Verrucano-Serie an.

Die basalen Phyllonite streichen N 50—65° E und fallen 40—50° gegen S. In den übrigen Gesteinen konnten keine genauen Beträge ermittelt werden. Die Grenzflächen der verschiedenen Serien scheinen den Phylloniten konkordant zu verlaufen.

Dieses schlecht aufgeschlossene und tektonisch stark gestörte Profil erlaubt keine sicheren Schlüsse über die ursprüngliche tektonische Stellung des Karbon zum kristallinen Grundgebirge und zur hangenden Servino-Verrucano-Serie.

c) NW-Fuss der Denti della Vecchia.

Am Fusse der Denti della Vecchia finden wir Karbonkonglomerate eingeschuppt in ein 80—100 m mächtiges Band von Gneiss chiari. Diese Gneise sind wie bei Pairolo von Phylloniten unterlagert und streichen ca. N 40—50° E und fallen mit ca. 45° gegen SE. Die Karbonkonglomerate sind mit wenigen Ausnahmen alle stark tektonisch zerrüttet. Oft mussten grössere Proben geschlämmt werden, um deutlich erkennbare Gerölle zu finden.

Die günstigsten Verhältnisse zeigt ein Vorkommen in der Bachrunse nördlich der Alpe Scirona auf Q. 950 (Koord. 722.05/101.65).

Eingeschuppt in die Gneiss chiari finden wir dort ein ca. 10 m mächtiges Konglomerat, das lithologisch den Karbonkonglomeraten von Pozzetti und Pairolo entspricht. Die Komponenten dieser Ablagerung stecken lose in einer dunklen, sandigen Grundmasse. Häufig sind gutgerundete, abgeplattete Formen von 20–30 cm Dm. Der grösste Teil der Gerölle ist jedoch zertrümmert. Pflanzenreste wurden keine gefunden. Das Konglomerat wird von einem ca. 20 m mächtigen Band von Gneiss chiari überlagert. Über diese Gneise transgrediert die Servino–Verrucano-Serie.

d) Val Rezzo (Fig. 4).

Die Karbonaufschlüsse befinden sich am Südhang der obern Val Rezzo, SW gegenüber dem Dörfchen Segghebbia (Italien).

Im Bachbett des Talflusses stehen die Stabielloigneise an. Diese gehen nach oben in schwarze Phyllonite über von 20–30 m Mächtigkeit. In den Bachrunsen, welche zwischen Q. 1100 und 1200 in den Talfluss einmünden, ist über den Phylliten ein stark zerknüttetes 1–10 m mächtiges Konglomerat aufgeschlossen. Die Komponenten dieses Konglomerates können bis 20 cm Dm. erreichen, doch sind nur kleinere Gerölle einigermaßen erhalten. Es handelt sich fast ausschliesslich um helle Gneiss chiari.

Über diesen Konglomeraten folgt ein ca. 70 m breites Band von Gneiss chiari. Dieses Band dünnt gegen die Bocchetta di San Bernardo auf 5–10 m Breite aus. Die Hauptmasse dieses Gesteins ist stark chlorithaltig und stellenweise von amphibolitartigem Aussehen. An der Ober- und Untergrenze zeigt sich eine starke Verschieferung.

In den oben genannten Runsen sind über den Gneiss chiari erneut Karbonkonglomerate aufgeschlossen. Mehrere Meter unter der Auflagerungsfläche dieser Konglomerate lässt sich eine durchgehende Verfärbung der Gneise beobachten. Die Farbe wechselt von Grün über Braun ins Weinrote. Neben dieser Verfärbung zeigt sich eine nach oben zunehmende Zerbröckelung des Gesteins.

Zwischen den einzelnen Brocken macht sich bald eine gelbbraune, lehmige Masse bemerkbar, die nach oben allmählich überhand nimmt. Unmittelbar unter den Konglomeraten tritt ein roter Lehm auf, der sich oft sackartig anhäuft. Eine Schlemmprobe dieses roten Lehms zeigte neben Grundgebirgsmaterial einige Brocken von brecciösen Quarzsandsteinen, jedoch keine Porphyre.

Die Konglomerate erreichen eine Mächtigkeit von 25–30 m. Die Lagerung ist chaotisch. Bestgerundetes und eckiges Material aller Grössen liegt wirr durcheinander. In den untern Partien kommen Blöcke mit einer Kantenlänge bis 2 m vor. In den obern Lagen überwiegt gutgerundetes, abgeplattetes Material von 2–10 cm Dm., wie wir das vom Karbon von Pozzetti her kennen.

Auffällig ist die starke Verwitterung der liegenden Gneiss chiari. Eine derartige Verwitterung ist uns sonst nur im Liegenden der Servino–Verrucano-Serie bekannt. Die Vermutung liegt nahe, es könnte sich um ein durch alpine Bewegungen auf eine permische Oberfläche aufgeschobenes Karbonpaket handeln. Das Fehlen jeglicher Schichtung oder Bankung in den Konglomeraten macht eine tektonische Beurteilung schwierig. Die chaotische Lagerung dieser Massen macht eine alpine Durchbewegung wahrscheinlich.

Unterhalb des kleinen Plateaus ca. 200 m westlich des beschriebenen Vorkommens finden wir die Servino–Verrucano-Gesteine unmittelbar über den Phylloniten. Diese Massen sind jedoch abgesackt und erlauben keinerlei tektonische oder stratigraphische Schlüsse.

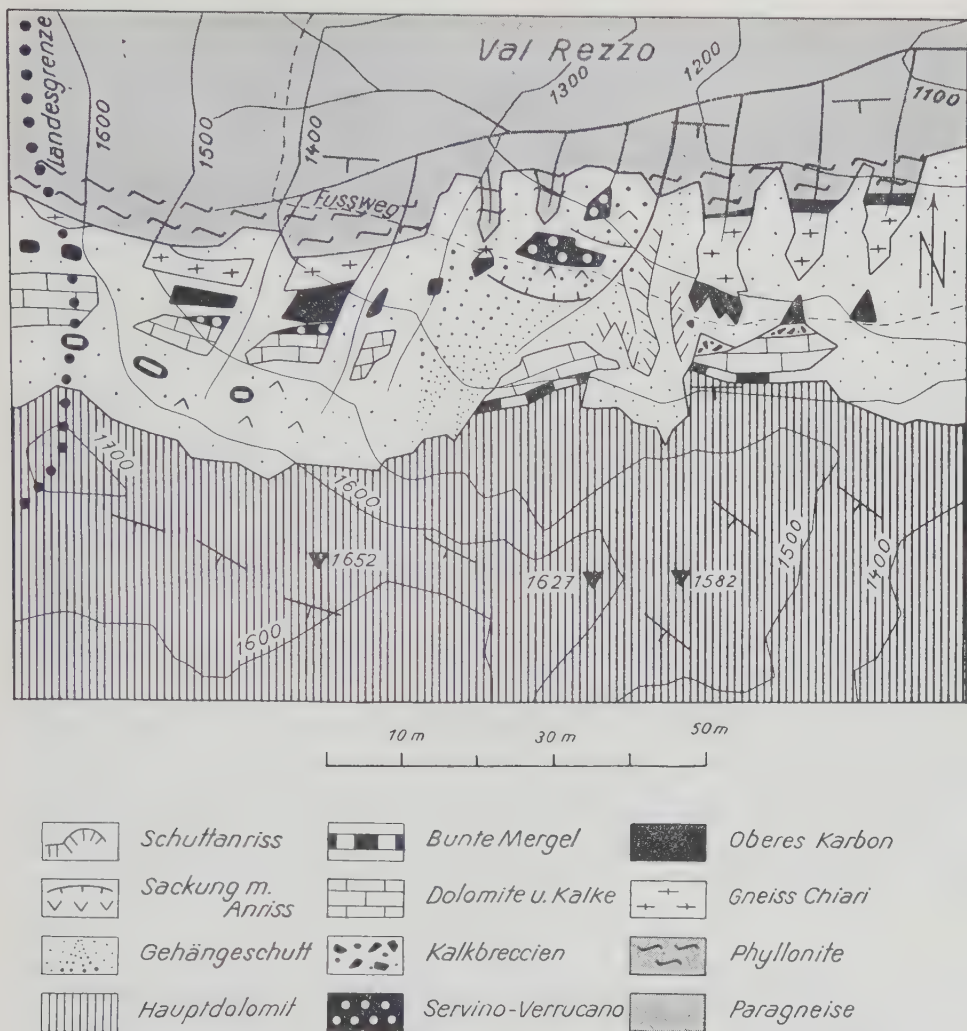


Fig. 4. Geologische Karte des Südhanges der obern Val Rezzo (Val Cagna) SW gegenüber dem Dörfchen Segghebbia (Italien). Masstab 1:10000.

Die Karbonkonglomerate setzen westlich des Plateaus wieder ein und lassen sich bis zur Bocchetta di San Bernardo weiter verfolgen. Sie lagern durchgehend auf unverwitterten Gneiss chiari und sind teilweise mit diesen verschuppt. Zwischen dem Karbon und den hangenden Triasdolomiten sind vereinzelte tektonische Fetzen von Servino-Verrucano-Gesteinen sichtbar.

Wir fassen die *wichtigsten Ergebnisse* zusammen:

In der obern Val Rezzo konnte zwischen den Phylloniten und den Gneiss chiari ein stark zerknietes Konglomerat festgestellt werden, das wir aus lithologischen Analogiegründen zum Karbon rechnen können. Karbonkonglomerate von weit grösserer Mächtigkeit finden sich über den Gneiss chiari. Sie werden von den Sedimenten der Trias-Dolomite und Breccien der Raiblerschichten über-

lagert. Nur vereinzelt konnten über dem Karbon schmale tektonische Schuppen von Gesteinen der Servino-Verrucano-Serie festgestellt werden.

e) Alpe Logone. Val Sanagra (Tektonische Skizze Fig. 13, p. 139.)

Die Aufschlüsse befinden sich am Westhang der Val Sanagra, in einer Runse östlich der Alpe Logone bei Q. 1000 (Koord. 634.8/103.3).

Dieses Vorkommen ist von S. VENZO und L. MAGLIA (1947) eingehend bearbeitet worden. Die Flora dieser Ablagerungen ist die reichste aller bisher bekannten Karbonvorkommen der Lombardischen Alpen, einschliesslich Manno. Leider ist eine Bearbeitung durch einen Spezialisten bis auf weiteres nicht möglich. Nach der freundlichen Mitteilung von W. J. JONGMANS ist die Flora ins *Westphalien B, C* zu stellen und entspricht derjenigen von Manno.

Das Karbon der Alpe Logone stellt ein steil stehendes, isoliertes tektonisches Schubpaket dar, zwischen den Gneisen des Grundgebirges (im Norden) und dem Hauptdolomit (im Süden). Das Liegende der etwa 20 m mächtigen Serie von Konglomeraten und Sandsteinen bildet eine Gneiss-chiari-Schuppe. Diese Gneise werden von Phylloniten unterlagert und sind stellenweise mit diesen verschuppt. Wie im Luganergebiet gehen die Phyllonite gegen Norden in Stabielloogneise über. In der Arbeit von S. VENZO und L. MAGLIA wird die Unterlage des Karbons als „micascisti chloritici“ bezeichnet. Anlass zu dieser Benennung gab die leichte Chloritisierung der Gneiss chiari.

Zwischen dem Karbon und dem hangenden Hauptdolomit sind vereinzelte Fetzen von bunten Mergeln sichtbar mit verruschelten Dolomitbänken, die wir zu den Raiblerschichten rechnen können.

In tektonisch entsprechender Lage finden wir am Osthang des M. Grona oberhalb Breglia bei Q. 1000 (Koord. 238/102) kohlenführende Konglomerate und Sandsteine zwischen dem Hauptdolomit und den Gneisen des Grundgebirges. Die Gesteine sind in dieser Zone schlecht aufgeschlossen und im allgemeinen stark verruschelt, so dass ein lithologischer Vergleich mit dem bisher beschriebenen Karbonvorkommen nicht möglich ist. Die Phyllonite sind nur geringmächtig. Gneiss chiari kommen nur als schmale Fetzen eingeschuppt in die Phyllonite vor.

3. Alter und Ablagerungsverhältnisse

Die Karbonvorkommen des Gebietes der Denti della Vecchia haben bis jetzt nur wenig und schlecht erhaltene Pflanzen geliefert. Wie uns W. J. JONGMANS mitteilte, der die Freundlichkeit hatte, die vorliegenden Funde zu bestimmen, ist eine Zuteilung dieser spärlichen Flora zu einer bestimmten Karbonstufe nicht möglich, doch kann mit Sicherheit auf Oberes Karbon geschlossen werden. Die Flora von Logone ist ins *Westphalien B, C* zu stellen und entspricht derjenigen von Manno.

Die Ablagerungen des obern Karbon bestehen vorwiegend aus groben Konglomeraten und Sandsteinen. Die Sortierung der Komponenten ist im allgemeinen schlecht, die Schichtung unregelmässig bis fehlend. An mehreren Stellen lassen sich in den Konglomeraten kantengerundete Blöcke von über 1 m Kantenlänge beobachten. Feinkörnige tonige Sandsteine oder Tonschiefer mit Pflanzenresten sind sehr selten. In solchen Tonschiefern konnten bei Manno und Logone Wurzelböden festgestellt werden, ein Teil der Pflanzen ist also sicher autochthon. Weit aus der grössere Teil scheint jedoch eingeschwemmt. Dafür sprechen die zahlreichen entrindeten Stammbruchstücke von Sigillarien, die heute als Steinkerne vorliegen, und das meistens isolierte und zertrümmerte Blättermaterial.

Die Ablagerungen des obern Karbon des Luganergebietes lassen sich am besten mit Flusschottern vergleichen. Das stellenweise sehr grobe und schlecht sortierte Material spricht für ein kräftiges Relief und geringen Transportweg.

Im Karbon der Val Rezzo wurden an mehreren Orten polierte Quarzknauer festgestellt, wie sie P. GRAETER (1951) aus dem Karbon des M. Caslano beschreibt. Diese Quarzknauer wurden jedoch nur an Stellen gefunden, wo das Karbon bis auf geringe Reste ausgewalzt ist, d. h. an Stellen starker tektonischer Beanspruchung. Wir nehmen an, dass die Quarzknauer in der lockeren sandigen Grundmasse der Konglomerate poliert wurden und oft als einzige Komponenten der Zertrümmerung entgingen.

4. Tektonische Stellung des Karbons

Aus unseren Einzelprofilen geht hervor, dass die Ablagerungen des oberen Karbon entlang der M. Grona-Linie vom NW-Fuss der Denti della Vecchia bis zur Bocchetta di San Bernardo stets durch eine mehr oder weniger mächtige Gneisplatte von der Servino-Verrucano-Serie getrennt sind. In der Val Rezzo und der Val Sanagra fanden wir Karbonkonglomerate über diesen Gneisen, in unmittelbarem Kontakt mit dem Mesozoikum. Bevor wir aus den Beobachtungen irgendwelche Schlüsse ziehen, müssen wir die tektonischen Strukturen des Grundgebirges, vor allem die Beziehungen zwischen den muskowitischen Alkalifeldspatgneisen (Gneiss chiari), den Phylloniten und den Stabielloagneisen ins Auge fassen.

Auf unserer Übersichtskarte (Tafel V) sehen wir die Gneiss chiari als mehr oder weniger flach liegendes Band entlang der Luganerlinie vom M. Brè bis in die Gegend von Cadro durchziehen. Bei Cureggia tritt eine Doppelung auf, die, wie wir später sehen werden, vor allem auf eine ausgedehnte Sackung zurückzuführen ist. Die Unterlage der Gneiss chiari ist tiefgehend mylonitisiert. Es handelt sich um schwarze, schieferige Phyllonite, die nach unten in Stabielloagneise übergehen. E von Cadro sehen wir das Kristallin entlang einer EW verlaufenden Störung an den nördlichen Sedimenten emporgeschoben. Nördlich dieser Aufschiebung, vom Fusse der Denti della Vecchia bis in die Val Rezzo können wir entlang der M. Grona-Linie im Grundgebirge erneut die oben beschriebene Folge: Stabielloagneise Phyllonite und Gneiss chiari beobachten. Die Karbonkonglomerate sind grösstenteils eingeschuppt in die Gneiss chiari-Lamelle. Wir finden sie jedoch auch als eine Unterlage dieser Gneise oder an deren Obergrenze in unmittelbarem Kontakt mit den mesozoischen Gesteinen. Die Gneiss chiari keilen in der Val Rezzo gegen Osten aus. Wir finden sie bei Logone wieder, als Liegendes des dortigen Karbons. Oberhalb Breglia treten nur noch vereinzelte Gneisfetzen in den Phylloniten auf. Dies ist um so erstaunlicher, als an der Gaeta die Gneiss chiari mit einer Mächtigkeit von über 200 m an der Basis der dortigen Servino-Verrucano-Serie liegen.

Westlich des Cassaratetales, auf den Hügeln nördlich Lugano finden wir die Gneiss chiari als flachliegende Schollen dem Grundgebirge aufgelagert. Gegen Westen taucht diese Auflagerungsfläche in die Tiefe und verschwindet unter den Alluvionen der Val d'Agno. Diese Feststellungen verdanken wir der freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. M. REINHARD, der dieses Gebiet im Detail kartierte. Westlich der Val d'Agno werden die Gneiss chiari von einer ca. NS verlaufenden Störung, der Caslano-Taverne-Störung (P. GRAETER) abgeschnitten. Die Karbonvorkommen von Manno, Bioggio und Caslano sind in diese Störung eingeklemmte Schubpakete. Bei Taverne biegt die Störung gegen E ab. Wir können ihre Fortsetzung in der nördlichen Abgrenzung der M. Bar-Schiefer vermuten, denn das Kristallin westlich der Caslano-Taverne-Störung und nördlich der M. Bar-Schiefer

bildet eine Einheit, die in Gesteinsart und Tektonik vom Kristallin des Luganergebietes wesentlich verschieden ist. Charakteristisch für die äussere Zone sind steilachsige Schlingenstrukturen, wie wir sie aus dem Silvrettakristallin kennen.

Um uns den Überblick über das Grundgebirge zu erleichtern, vereinfachen wir zunächst das tektonische Bild des Luganergebietes, indem wir von allen jenen Strukturen absehen, die nach der Ablagerung der Servino–Verrucano-Serie entstanden sind. Dies betrifft vor allem die Steilstellung der Schichten entlang der M. Grona-Linie und die EW verlaufende Aufschiebung östlich Cadro. Wir versuchen durch dieses Vorgehen die ursprüngliche mehr oder weniger flache Ablagerungsfläche der Servino–Verrucano-Serie, des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. San Salvatore, des M. Caslano und des Gebietes von Viona–Arosio zu rekonstruieren. Auf diese Weise erhalten wir ein tektonisches Bild des Untergrundes, wie es unmittelbar nach Ablauf der herzynischen Bewegungen existierte.

Im Luganergebiet E der Caslano–Taverne-Störung und S der Linse der M. Bar-Schiefer bilden die Gneiss chiari sodann unter der ausgeglätteten Sedimenthülle eine flache Decke, die gegen Westen wurzelartig unter die Caslano–Taverne-Störung taucht. Gegen Süden reicht diese Gneisdecke nicht über Lugano hinaus, denn Servino–Verrucano-Sedimente des M. San Salvatore und des M. Caslano liegen auf den Paragneisen des Grundgebirges. Die Decke kann jedoch ursprünglich weiter gegen Süden gereicht haben und vor der Servino–Verrucano-Transgression wegerodiert worden sein. Eine Abgrenzung der Decke gegen Norden und Osten ist heute nicht möglich. Im Norden, entlang der M. Grona-Linie, streichen die Gneise steil in die Luft hinaus, während sie östlich der Luganerlinie unter den mesozoischen Sedimenten verborgen sind.

Im Gebiete der Denti della Vecchia finden wir eingeschuppt in diese Gneisdecke oder als deren Unterlage die Karbonkonglomerate. Die tiefgreifende permische Erosion machte es möglich, dass die Transgression der Servino–Verrucano-Serie stellenweise bis auf solche eingeschuppte Karbonreste hinunterreichte. Die beiden Serien überlagern sich dann in scheinbarer Konkordanz. Auf diese Weise können wir uns das Auftreten von Servino–Verrucano-Gesteinen unmittelbar über dem Karbon der innern Val Rezzo erklären. Die ursprüngliche Auflagerungsfläche ist aber hier durch alpine Bewegungen verwischt.

5. Zusammenfassung

Das Obere Karbon des Gebietes der Denti della Vecchia wurde vor der Ablagerung der Servino–Verrucano-Serie von einer Gneisdecke überfahren und in diese eingeschuppt. Zur selben Zeit erfolgte nach P. GRAETER (1951) die Einschuppung des Karbons entlang der Caslano–Taverne-Störung. Es handelt sich somit um spätherzynische Bewegungen, nach der Ablagerung des obern Karbons (Westphalien B, C) und vor derjenigen der Servino–Verrucano-Serie (oberstes Karbon (?)–Perm–untere Trias).

Wir können annehmen, dass die Gneiss chiari in einer Zone östlich der Caslano–Taverne-Störung als Granitkörper in der Tiefe wurzelten und bei spätherzynischen Bewegungen nach Osten ausgequetscht und überschoben wurden. Dabei können frühere intrusive Grenzflächen des Granits als tektonische Gleitflächen benutzt worden sein. Diese spätherzynischen Bewegungen stellen jedoch nur eine Verschuppung eines schon bestehenden ältern Grundgebirges dar. Die Hauptdiskordanz liegt sicher unter dem Oberrn Karbon. Dieses im Grunde genommen einfache Bild der spätherzynischen Tektonik wurde entlang der M. Grona-Linie durch alpine Bewegungen stark gestört.

Interessant sind in dieser Hinsicht die Aufschlüsse in einer Runse an der Pianca bella, NW unterhalb der Cima Fiorina (Koord. 726.27/102.7). Karbonkonglomerate, Gesteine der Servino Verrucano-Serie und bunte Raiblerschichten sind hier zwischen dem Hauptdolomit und den Gneiss chiari zu einem unentwirrbaren Brei zerknetet. Der Hauptdolomit ist seinerseits auf grosse Breite feinsplitterig zerrieben. Ähnliche Aufschlüsse sind an der M. Grona-Linie von der Val Rezzo bis in die Val Sanagra häufig. Die Karbonvorkommen der Alpe Logone und von Breglia stellen durch die alpine Tektonik isolierte Schuppen dar zwischen dem Grundgebirge und dem Hauptdolomit.

Die wichtigsten Ergebnisse über die Lagerung des Karbons sind kurz folgende:

Das Obere Karbon des Luganergebietes überlagert diskordant ein tieferodiertes älteres Grundgebirge. Nach der Ablagerung des obren Karbon (Westphalien B, C) und vor derjenigen der Servino-Verrucano-Serie (oberstes Karbon (?) -Perm-untere Trias) fand eine herzynische Faltungsphase statt. Das Karbon der Denti della Vecchia wurde bei dieser Bewegung von einer Gneismasse deckenartig überfahren und in diese eingeschuppt. Über diese Gneisdecke transgredierte die Servino-Verrucano-Serie. Diese Transgression reichte stellenweise bis auf die Unterlage der Decke (Val Rezzo, Salvatore?).

II. DECKGEBIRGE

A. Servino-Verrucano-Serie

1. Definition und Übersicht

Unter der Bezeichnung Servino-Verrucano-Serie fassen wir detritische Ablagerungen an der Basis des Mesozoikums zusammen. Verrucano und Servino sind Bezeichnungen, die sich für typische Gesteine des Perms und der untern Trias der Alpen eingebürgert haben. Der Ausdruck Verrucano ist für Konglomerate und bunte grobe, brecciöse Sandsteine mit Konglomeratlagen gebräuchlich. Servino wird für feinkörnige, rote und grüne, tonige Sandsteine und Tone verwendet¹⁾.

Die Servino-Verrucano-Serie der Lombardischen Alpen transgrediert über ein tieferodiertes und stark verwittertes Grundgebirge. Das Luganergebiet stellt gegenüber den Bergamaskeralpen eine Schwellengebiet dar. Die Mächtigkeit der Ablagerungen übersteigt in den zentralen Bergamaskeralpen 2000 m. Im Luganergebiet beträgt sie durchschnittlich 100—200 m, dazu kommen im SW ca. 5—800 m porphyrische Gesteine.

Charakteristisch für die zentralen Bergamaskeralpen sind die mächtigen Collioschiefer mit ihren Porphyren, Tuffen und Porphyrlagen. Darüber folgen die

¹⁾ Zur Bezeichnung Servino-Verrucano-Serie:

Die Ausdrücke Servino und Verrucano wurden als lithologische Bezeichnungen in die geologische Literatur eingeführt (vgl. B. STUDER, Index 1872). Die Zugehörigkeit dieser Gesteine zu stratigraphischen Einheiten ist in jedem Falle anhand von Fossilien erst zu beweisen. In der Servino-Verrucano-Serie der Südalpen nehmen Servino-Gesteine in den obren Partien der Serie im allgemeinen überhand. An mehreren Orten konnte in diesem Gestein anhand von Fossilien untere Trias (Skythien) nachgewiesen werden. Sicheres Perm wurde bis jetzt in den Lombardischen Alpen nirgends festgestellt. Die Festlegung der Grenze Perm/untere Trias an der lithologischen Grenze zwischen Servino und Verrucano ist nicht zulässig. Ebenso fragwürdig ist die Annahme, dass sich die Porphyrgüsse in den Südalpen ausschliesslich auf Perm beschränken, und dass die Porphyre zur Abgrenzung von Perm gegen das obere Karbon und die untere Trias verwendet werden könnten (vgl. p. 110).

Verrucano-Konglomerate, die nach oben in die feinem Sandsteine und Tonschiefer des Servino übergehen.

Ausführliche zusammenfassende Beschreibungen geben I. Dozy (1935) und C. M. DE SITTER (1949).

An der Basis der Servino-Verrucano-Serie treten im Luganergebiet die bekannten Luganer Porphyre auf. Diese vulkanischen Ablagerungen gehen in ihrer Hauptmasse gegen NW nicht über die sogenannte Val Cuvia-Synklinale hinaus. Nordwestlich dieser Zone kommen nur noch geringmächtige Tuffdecken und Porphyrlagen vor.

Bevor wir zu den Einzelprofilen unseres Gebietes übergehen, möchten wir einige wichtige Gesteinstypen, die in diesen Profilen immer wieder auftreten, kurz besprechen.

2. Beschreibung einiger wichtiger Gesteinstypen:

a) Quarzknauerkonglomerate (Verrucano).

Komponenten: Vorwiegend gut kantengerundete, abgeplattete bis flachstengelige, milchigweisse Quarzknauer (Gangquarz). Dm. 1–20 cm. Selten eckige dunkle Porphyrbrocken und Grundgebirgsgneise.

Grundmasse: Mittel- bis grobkörniger Quarzsandstein, oft intensiv weinrot gefärbt.

Ein Dünnschliff durch die sandige Grundmasse zeigt folgendes Bild: Hauptgemengteil sind eckige bis kantengerundete Quarzkörner in enger Packung. Mittlerer Dm. 1–2 mm.

Sehr selten kommen zersetzte Feldspäte vor. Die Lücken zwischen den Körnern füllt ein toniges Quarz-Glimmergereibsel, das von fein verteiltem Hämatit rot verfärbt ist.

b) Buntfarbige, brecciöse Konglomerate und konglomeratische Breccien (bunter Verrucano).

Komponenten: Gut kantengerundete milchigweisse Quarzknauer. Schlecht gerundete Porphyrbrocken von hell-orangeroter oder dunkel-weinroter bis grauschwarzer Farbe. Seltener kommen stark verwitterte und verfärbte Gneise des Grundgebirges vor.

Grundmasse: Grobkörniger Arkosesandstein mit orange verwitternden Feldspäten.

Ein Dünnschliff durch die sandige Grundmasse zeigt: Hauptgemengteile: Eckige Quarzkörner von 1–2 mm Dm. Alkalifeldspäte, zum Teil mit Mikroklingitterung. Seltener Plagioklase. Die Feldspäte sind meist getrübt und oft weitgehend serizitiert.

Untergeordnet: Glimmer.

In den Lücken Quarz-Serizitgereibsel.

c) Feinkörniger, toniger, oft stark glimmeriger Sandstein von meist weinroter Farbe (Servino).

Grundmasse: Toniges Quarz-Serizitgereibsel von feinverteilter Hämatit braunrot gefärbt.

Darin randlich korrodierte eckige Quarzkörner von ca. 0,1 mm Dm.

Ziemlich häufig Muskovit.

d) Helle, rostigbraun verwitternde, karbonatische (vorw. dolomitische) Sandsteine und Arkosen.

Die Gemengteile entsprechen den sandigen Grundmassen von Nr. *a* und *b*. Als Zement tritt ein körniges Karbonat (Dolomit, Siderit oder Ankerit) auf. Diese Sandsteine sind oft brecciös und führen dann dunkle Porphyrbrocken und Quarzsplitter.

e) Dunkelgraue, sandige, oft glimmerige Dolomite.

Die Grundmasse bildet ein feinkörniger, krümeliger Dolomit. Als Gemengteile treten splitterige Quarzkörnchen, Muskovit und seltener Feldspäte auf. Dm. 0,1–0,2 mm.

3. Einzelprofile:

a) Das Servino–Verrucano-Profil im Riale di Castello, NE oberhalb Cadro (Fig. 5).

Das Profil ist in der Bachrunse nördlich der Alpe Stabbio von Q. 700 bis 750 aufgeschlossen (Koord. 721/100.65).

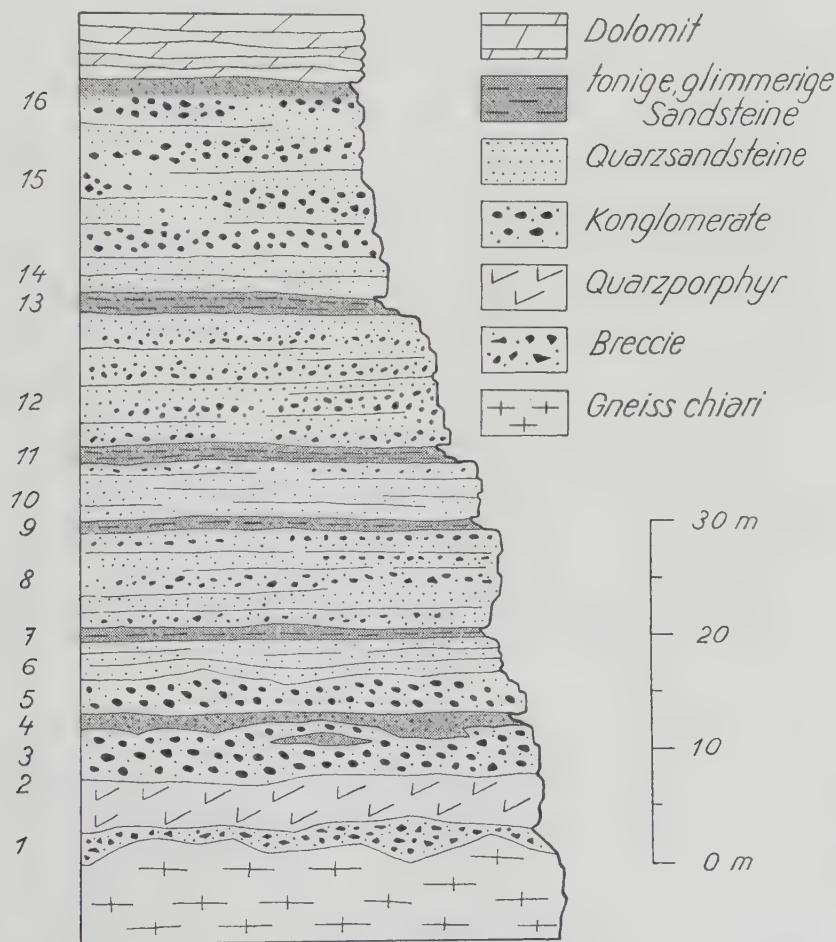


Fig. 5. Profil der Servino-Verrucano-Serie im Riale di Castello, ca. 1 km E Cadro.

Das Liegende bilden rötlichbraun verwitternde Gneiss chiari. Darüber folgen:

1. Basale Aufarbeitungsbreccie.

Eckige, rostigbraun verwitterte Brocken der Unterlage von 2–5 cm Dm., eingebettet in feineren Schutt derselben Herkunft.

2. Brecciöser Quarzporphyr.

Dieses auffällige Gestein ist hell orangerot mit dunkelweinroten Flecken und zeigt eine Mächtigkeit von 2–5 m.

Im Dünnschliff zeigen die dunkeln Partien unregelmässige Fliesstrukturen, die unter gekreuzten Nicols als feinkörniges Quarzmosaik erscheinen. Die hellen Partien sind vollständig umkristallisiert. Es lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen, ob die brecciöse Natur dieses Gesteins durch nachträgliche, teilweise Umkristallisation einer primär kompakten Porphyrlage oder durch Vorgänge bei der Eruption und deren Ausfliessen entstanden ist.

3. Quarzknauerkonglomerate.

4. Rote, tonige, glimmerige Sandsteine (Servino).

5. Quarzknauerkonglomerate.

6. Gebankte, helle, rostfleckige Sandsteine.

7. Tonige, glimmerige Sandsteine.

8. Helle, feldspatführende Sandsteine mit Konglomeratlagen.

9. Wie 7.

10. Helle, feldspatführende Sandsteine.

11. Wie 7.

12. Buntfarbige grobe Sande mit Konglomeratlagen.

13. Wie 7.

14. Gebankte Arkosesandsteine.

15. Buntfarbige, konglomeratische, grobbrecciöse Sandsteine mit nestartig angehäuften Quarzknauerlagen.

16. Rote tonige Sandsteine.

Im Hangenden folgen an einer tektonischen Scherfläche gebankte Dolomite.

b) NW-Fuss der Denti della Vecchia.

Gut aufgeschlossene Profile geben die Bachrungen nördlich und südlich der Alpe Scirona auf Q. 1000. Die Servino-Verrucano-Serie erreicht hier 20–30 m Mächtigkeit. Die Profile entsprechen demjenigen des Riale di Castello, doch fehlt der Quarzporphyr und die basalen Quarzknauerkonglomerate.

Die Serien beginnen mit einem konglomeratischen Arkosesandstein, der ein Aufarbeitungsprodukt der liegenden Gneiss chiari darstellt. Die geringmächtigen Profile sind alle von tektonischen Störungen durchzogen und die Sedimentfolge vermutlich unvollständig.

c) Pozzetti, NE Cimadara (siehe Fig. 2 und 3, p. 95 und 96).

Das Profil ist in einer Bachrunse im Hangenden des Karbon von Pozzetti aufgeschlossen. Die genauen Ortsangaben und die allgemeinen geologischen Verhältnisse wurden im Abschnitt über das Karbon besprochen (p. 95).

Das Karbon von Pozzetti wird von einer 5–10 m mächtigen Lamelle von Gneiss chiari überlagert. Darüber folgt die Servino-Verrucano-Serie. Die Auflagerungsfläche ist tektonisch etwas beansprucht.

Wir finden von unten nach oben:

1. Heller Arkosesandstein mit orange verwitternden Feldspäten.

2. Eintönige Folge von gebankten, erdig-braun verwitternden karbonatischen Sandsteinen (ca. 25 m). Diese Sandsteine sind oft konglomeratisch und führen dunkle Porphyre und Quarzknuener. Mehrfach kommen Einlagerungen von dunklen, feinkörnigen, tonigen, glimmerigen Sandsteinen vor. In diesen Lagen treten dunkle, sandige Dolomite auf.

3. Helle Arkosesandsteine, die nach oben buntfarbig und konglomeratisch werden.

4. Rote, tonige Sandsteine. Stark verruschelt (Servino).
Im Hangenden gebankte Dolomite.

d) Innere Val Rezzo (siehe Fig. 4, p. 98).

Am Abhang SE der Bocchetta di San Bernardo finden wir rote Quarzsandsteine, wie wir sie aus der Servino-Verrucano-Serie kennen, als tektonische Schubfetzen zwischen dem Karbon und den triadischen Dolomiten. Ob es sich um eine ursprünglich transgressive Auflagerung handelt, ist schwierig zu beurteilen. Grössere Vorkommen von Servino Verrucano-Gesteinen treten am Nordrand des kleinen Plateaus auf (Q. 1000). Stark zerrüttete Konglomerate und Sandsteine scheinen hier die Phyllonite unmittelbar zu überlagern. Es handelt sich jedoch eindeutig um abgesackte Massen, so dass wir keine Schlüsse auf die ursprüngliche Aufeinanderfolge ziehen dürfen.

e) Das Servino-Verrucano-Profil nördlich der Gaeta (Fig. 6 und 13).

Entlang der M. Grona-Linie, von der Val Rezzo gegen Osten bis zur Gaeta am Comersee, treten keine Servino-Verrucano-Gesteine mehr auf. Wir haben das klassische Profil an der Gaeta in unsere Arbeit einbezogen, um lithologisches Vergleichsmaterial für die im Gebiete der Denti della Vecchia meistens tektonisch stark gestörten Profile zu gewinnen. Es bot sich auf einer Exkursion unseres Institutes in die Südalpen Gelegenheit, dieses Profil im Detail aufzunehmen und zu studieren.

Das Profil an der Gaeta wurde von A. ESCHER v. D. LINTH (1853) erstmals aufgenommen und beschrieben. Auf die kürzlich von Prof. R. STAUB (1951) publizierte Neu-Beschreibung und die von ihm gegebene Deutung werden wir noch eingehend zu sprechen kommen.

Das Profil befindet sich an der Autostrasse von Menaggio nach Aquasera am Ufer des Comersees, ca. 1,5 km südlich des letztgenannten Dorfes.

Das Liegende der Servino-Verrucano-Serie bilden die Gneiss chiari. Auffallend ist das Fehlen einer intensiven permischen Verwitterung und Aufarbeitung, wie wir das an der Basis dieser Serie im Luganergebiet zu finden gewohnt sind. Die basalen Konglomerate überlagern mit einer leichten Winkeldiskordanz die hellen Gneise, die nur auf den Kluftflächen rötlich verfärbt sind.

Wir finden von unten nach oben (Fig. 6):

1. Basale Quarzknuerkonglomerate.
2. Heller Quarzsandstein.
3. Feinkörniger, roter, toniger Sandstein (Servino).
4. Helle Sandsteine mit Konglomeratlagen.
5. Rote, tonige Sandsteine, wechsellagernd mit konglomeratischen Sandsteinen.
6. Graues, gebanktes Tongestein.

Im Dünnschliff: Feine filzige Grundmasse von Serizit und Quarz. Darin rundliche Karbonatkörnchen von 0,1—0,2 mm Dm. Vermutlich Konkretionen von Siderit oder Ankerit. Über das ganze Schliffbild verteilt dunkle Erzkörnchen.

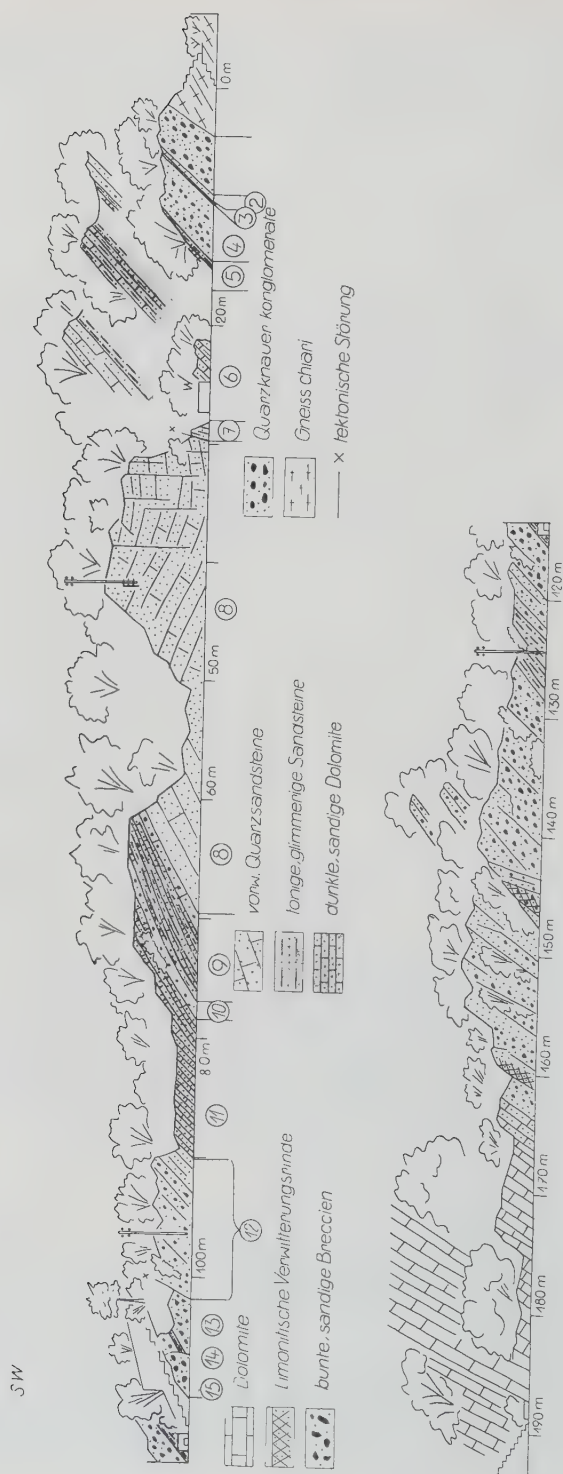


Fig. 6. Profil der Servino-Verrucano-Serie an der Gaeta, ca. 2 km N Menaggio am Comersee.

7. Feinkörnige, rote, tonige Sandsteine (Servino).
8. Helle, karbonatische, zum Teil kieselige Quarzsandsteine. In den oberen Teilen konglomeratisch mit dunkeln Porphyrgeröllen. Diese Sandsteine bilden ein kleines Gewölbe, das von einer Störung abgeschnitten wird. In der Runse, ca. 20 m über der Strasse, lässt sich ein normales Aufeinanderfolgen von Schicht 7 und 8 beobachten.
9. Schwarzbraun verwitternde, feinbankige, glimmerige Sandsteine und sandige Dolomite.
10. Gebankte, helle, dolomitische, konglomeratische Sandsteine.
11. Dunkle, feinbankige, dolomitische Sandsteine und sandige Dolomite.
12. Grobbankige helle, konglomeratische Sandsteine.
13. Buntfarbige, sandige Breccien (bunter Verrucano).
14. Rote glimmerige Sandsteine (Servino).
15. Grobe konglomeratische Sandsteine mit Quarzknuern.

Bis zu den Dolomiten der unteren Trias folgt nun eine mächtige Serie von Servino-Verrucano-Gesteinen in unregelmässiger Wechsellagerung. Auffällig sind die in unserem Profil eingezeichneten Störungen und Kluffflächen mit rostig-brauner Anwitterung. Im angrenzenden Gestein lassen sich stets winzige Pyritwürfel erkennen. Es dürfte sich um eine Erzimprägnation durch auf diesen Störungen zirkulierende Wasser handeln. Diese Imprägnationen stehen vermutlich mit den Erzlagen im hangenden Anisien in Beziehung.

Besprechung des Profils.

Das Servino-Verrucano-Profil nördlich der Gaeta stellt eine einheitliche normale Sedimentfolge dar, von der Transgression auf das Grundgebirge bis in die triadischen Dolomite.

Diese Folgerung lässt sich mit der Ansicht, die Prof. R. STAUB (1951) vertritt (p. 267 ff.), nicht vereinbaren. Nach R. STAUB sind die Schichten 8–10 unseres Profils ins Oberkarbon zu stellen. Es handelt sich um die hellen Quarzsandsteine und die dunklen feinbankigen dolomitischen Sandsteine und die sandigen Dolomite. Als Grund für diese Annahme führt er die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit dem Karbon von Manno und das Auftreten von echten Auernigkonglomeraten an. Das Oberkarbon der Val Sanagra soll dieser Serie lithologisch und tektonisch entsprechen. Entlang einer Schubfläche (Störung zwischen Schicht 7 und 8 unseres Profils) sei dieses Oberkarbon samt dem hangenden Mesozoikum auf die autochthone Verrucano-Basis (Schicht 1–7) aufgeschoben. Wie aus unserer Profilbeschreibung bereits hervorgeht, erwies sich die Verstellung zwischen Schicht 7 und 8 beim Weiterverfolgen des Profils hangaufwärts als lokale Störung von untergeordneter Bedeutung. Ferner führen die Schichten 8–10 durchgehend Porphyrbrocken, was uns aus dem Karbon des Luganergebietes bis jetzt nirgends bekannt ist. Lithologisch entsprechende Gesteine sind jedoch in der Servino-Verrucano-Serie des Luganergebietes häufig. Dolomitische Sandsteine und sandige Dolomite konnten im Karbon des Luganergebietes noch nirgends festgestellt werden. Was den Zusammenhang mit dem Karbon der Val Sanagra, wie ihn R. STAUB postuliert, betrifft, so haben wir die tektonische Stellung dieses Vorkommens im betreffenden Abschnitt besprochen. Es handelt sich um ein isoliertes Schubpaket zwischen den Gneisen des Grundgebirges (im Norden) und dem Hauptdolomit (im Süden). Auch in lithologischer Hinsicht lassen sich zwischen dem Karbon der Val Sanagra und den Gesteinen der Gaeta keine Zusammenhänge feststellen.

4. *Alter und Ablagerungsverhältnisse*

Aus der Servino-Verrucano-Serie des Gebietes der Denti della Vecchia sind uns bis jetzt keine Fossilien bekannt. Was ihr Alter betrifft, sind wir somit auf lithologische Vergleiche mit andern Gebieten angewiesen. In Frage kommen zunächst alle Formationen zwischen dem obern Karbon im Liegenden und den Salvatore-Dolomiten (Anisien-Ladinien) im Hangenden. Die Nachbargebiete geben uns folgende Anhaltspunkte: Am M. San Giorgio fand H. REICH (1912) wenige Meter über den Porphyriten Fossilien der Campilerschichten (Oberes Skythien). Ebenso gelang es E. TRÜMPY im Grignagebiet in den obersten Schichten seines Permo-Werfenien Fossilien der Campilerschichten (Oberes Skythien) zu finden.

Die Art der Auflagerung der Servino-Verrucano-Serie auf das Grundgebirge setzt eine längere Erosionsperiode zwischen der Ablagerung dieser Schichten und dem oberen Karbon voraus. Gegenüber den Bergamaskeralpen stellte das Luganergebiet, wie wir schon eingangs erwähnt haben, in der Art und Mächtigkeit dieser Sedimente ein Schwellengebiet dar. Wir können annehmen, dass das Luganergebiet nach Ablauf der herzynischen Bewegungen während längerer Zeit der Erosion frei lag und das Material zu den mächtigen Ablagerungen der Bergamaskeralpen lieferte. Wir vermuten aus denselben Gründen, dass oberstes Karbon und Perm in unserem Gebiet fehlen und die Sedimentation erst mit der Trias-transgression wieder einsetzte.

Wir betrachten die Quarzknauerkonglomerate, den Servino und die Quarzsandsteine als Restprodukte der Verwitterung und Erosion eines bis zur Peneplaine abgetragenen Gebirges. Das Material dieser Ablagerungen entstammt vorwiegend dem kristallinen Grundgebirge. Der bunte Verrucano hingegen stellt eine Einschwemmung von frischem Porphyrmaterial und kristallinen Gesteinen dar.

Alle diese Sedimente sind im Gegensatz zu den Ablagerungen des obern Karbons stets gut geschichtet und sortiert. Kreuzschichtung konnte nirgends festgestellt werden. Typisch für die Sedimentation ist die in den meisten Profilen vorhandene mehrfache Wiederholung der Folge Verrucano-Servino-Quarzsandstein. Die dolomitische Grundmasse vieler Sandsteine, und vor allem die Einschaltung von sandigen Dolomiten, sprechen für ein marines Milieu. Es handelte sich vermutlich um weiträumige, strandnahe Bildungen eines Flachmeeres. Die brecciösen Quarzporphyre des Riale di Castello und des M. Brè stellen vermutlich schmale Ausläufer der Luganer Porphyre dar.

B. *Die Salvatore Dolomite (Anisien-Ladinien)*

Die Salvatore-Dolomite werden in die mittlere Trias gestellt. Diese ist in den Lombardischen Alpen durch eine wechselreiche koralligene Schelffacies gekennzeichnet. Charakteristisch sind mächtige Diploporendolomite, welche seitlich in reichgegliederte lagunäre Mergel und Kalke übergehen.

Im Luganergebiet ist eine sichere Unterteilung der mittleren Trias in die Stufen Anisien und Ladinien nur in der Gegend des M. San Giorgio möglich, anhand des durch seinen Fossilienreichtum bekannten Grenzbitumenhorizontes. Im übrigen Luganergebiet bildet die mittlere Trias einen einheitlichen, fossilarmen Dolomitkomplex, die Salvatore-Dolomite.

Im Gebiete der Denti della Vecchia sind die Salvatore Dolomite nirgends vollständig aufgeschlossen. Von der liegenden Servino-Verrucano-Serie und den hangenden Raiblerschichten sind sie fast immer durch Brüche und kleinere Überschiebungen getrennt.

Generell lässt sich folgendes aussagen:

Über der Servino Verrucano-Serie folgen gut gebankte, dunkle, oft sandige Dolomite. Diese gehen nach oben allmählich in grobbankige bis kompakte, helle Dolomite über. Die Bankung ist aber nie so ausgeprägt wie im Hauptdolomit.

Die lithologische Beschaffenheit wechselt von Ort zu Ort.

Häufig sind grob- bis feinkörnige, milchigweisse Dolomite, oft erfüllt von Diploporen. Stellenweise zeigen diese Dolomite eine feine Bänderung in helle und dunkle Lagen.

Am NW-Fuss der Denti della Vecchia herrschen mittel- bis feinkörnige dunkle, leicht bituminöse Dolomite vor.

Die Salvatore-Dolomite lassen sich vom Hauptdolomit nur lokal in bestimmten Profilen unterscheiden. Es treten dieselben Gesteinstypen in beiden Stufen auf.

Vorkommen und Mächtigkeit

Im Gebiet der Alpe Bolla treten die Salvatore-Dolomite mit einer Mächtigkeit von minimal 200 m auf. Sie bilden hier zwei flache Schollen, die gegen Westen von der Luganerlinie begrenzt werden, so dass die stratigraphische Unterlage nirgends zutage tritt. Am NW-Fuss der Denti della Vecchia sehen wir die Salvatore-Dolomite gegen NO rasch an Mächtigkeit abnehmen. Unterhalb des Sasso Grande bilden die Salvatore-Dolomite noch ein schmales Band von 20–30 m Mächtigkeit zwischen der Servino Verrucano-Serie und den Raiblerschichten. Die Grenzfläche zwischen diesen lithologisch so verschiedenen Serien ist stets als tektonische Gleitfläche ausgebildet, doch ist die normale Aufeinanderfolge nicht gestört. Weiter gegen NE, entlang der M. Gröna-Linie, treten keine eigentlichen Salvatore-Dolomite mehr auf. Wir finden über der Servino-Verrucano-Serie plattige Dolomite mit Einlagerungen von bituminösen Kalken und Dolomiten, eine Serie, die wir bereits zu den Raiblerschichten rechnen müssen.

In der innern Val Rezzo liegen die Raiblerschichten mit mächtigen basalen Breccien unmittelbar über dem Karbon. Der Salvatore-Dolomit tritt erst an der Gaeta wieder mit grösserer Mächtigkeit auf. Wir werden auf diese Probleme am Schlusse des folgenden Kapitels eingehender zu sprechen kommen.

C. Die Raiblerschichten

1. Definition und Übersicht

Als Raiblerschichten bezeichnen wir in unserem Gebiet eine wechselreiche Serie von lagunären Sedimenten, die auf die Salvatore-Dolomite folgen und vom Hauptdolomit überlagert werden. Ihrer Lage nach im Gesamtprofil der Trias sind diese Schichten in die karnische Stufe zu stellen. Da uns Fossilien bis jetzt vollständig fehlen, lässt sich eine scharfe Abgrenzung zum liegenden Ladinien und zum hangenden Norien nicht durchführen. Der häufige Wechsel von Facies und Mächtigkeit macht es wahrscheinlich, dass die Stufengrenzen mit den lithologischen Grenzen nicht übereinstimmen.

Im Luganergebiet lassen sich die Raiblerschichten im allgemeinen in zwei lithologisch verschiedene Serien unterteilen:

eine untere Serie von plattigen, oft feinkörnigen bituminösen Dolomiten und Kalken;

eine obere Serie von bunten Mergeln, mit Dolomitlagen, Konglomeraten, Rauhwacken, Breccien und lokalem Gips.

Die Mächtigkeit der Raiblerschichten beträgt im Luganergebiet ca. 10 bis 100 m. Gegen Osten nimmt diese stark zu und erreicht in den Bergamaskeralpen 500–1000 m.

Hand in Hand mit der Mächtigkeitszunahme gewinnen die marinen Schichten an Bedeutung.

Die in unserem Gebiet von zahlreichen Mergellagen durchsetzten Schichten wurden bei den tektonischen Bewegungen stark zerrüttet und reduziert. Durch Auswalzung und Zerknetung entstanden die verschiedenartigsten Mylonite. Diese Umstände müssen bei der Beurteilung der Profile in Betracht gezogen werden.

2. Einzelprofile

a) Das Raiblerprofil unterhalb der Bocchetta Brumea (Fig. 7).

Die Aufschlüsse befinden sich nördlich der Bachrunse, die von der Bocchetta Brumea gegen Cadro zieht, von Q. 950 bis 1050 (Koord. 271.7/100.4).

Das Liegende bilden die Salvatore-Dolomite. Darüber folgen:

1. Gut gebankte, dunkle Dolomite mit einzelnen Kalklagen. In den oberen Partien Kieselkonkretionen.

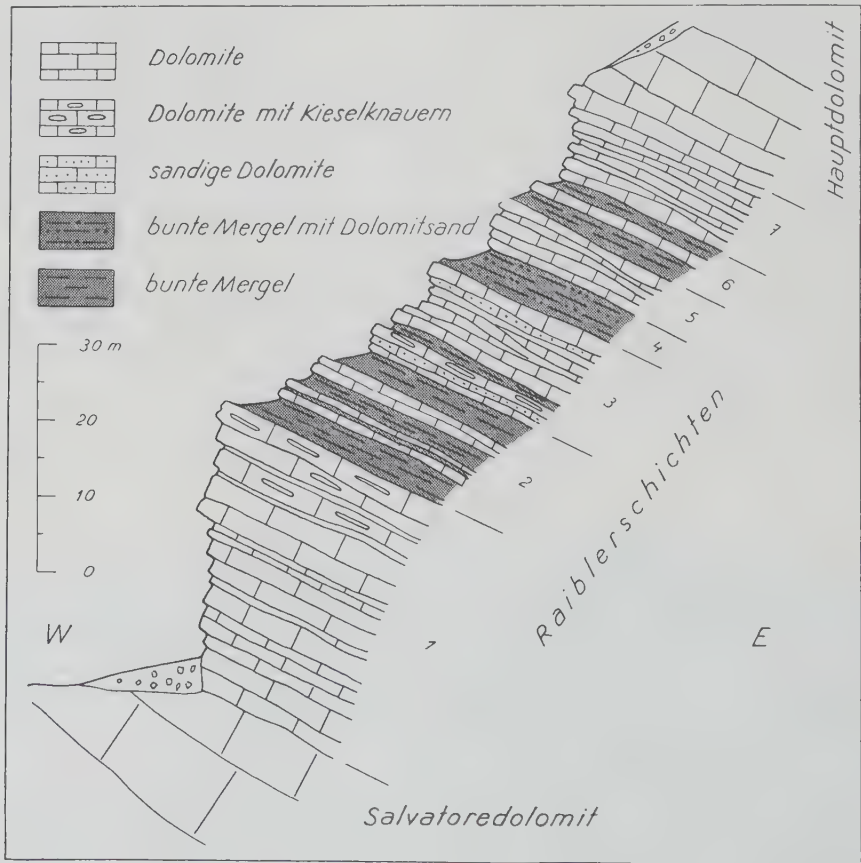


Fig. 7. Profil der Raiblerschichten unterhalb der Bocchetta Brumea, am Nordhang der Runse des Torrente Varone, ca. 1 km N der Alpe Bolla.

2. Rote dolomitische Mergel mit 1—2 m dicken Dolomitbänken.
 3. Abwechslungsreiche Serie, von gebankten, hellen und dunklen Dolomiten mit bunten Mergelzwischenlagen. In den Dolomitlagen treten ferner auf: körnige, braungrau verwitternde Dolomite mit Kieselkonkretionen, dolomitische Sandsteine mit Pflanzenresten.
 4. Rote dolomitische Mergel. Im oberen Teil mit Dolomitsand.
 5. Unregelmässig gebankte bis feinschieferige Dolomite.
 6. Rote dolomitische Mergel, unterbrochen von einer Dolomitbank.
 7. Unregelmässig gebankte, braungraue Dolomite.
- Im Hangenden folgt der Hauptdolomit.

Beschreibung einiger charakteristischer Gesteine.

1. Hell- bis dunkelgraue gebankte, feinkörnige Dolomite mit Kieselknauern (in Nr. 1 und 3).

Die Grundmasse ist ein feinkörniger Dolomit. Die Kieselkonkretionen bestehen aus pflasterartig ineinander verwachsenen Quarzkristallen (Dm. ca. 1 mm). Die einzelnen Kristalle sind unvollständig auskristallisiert, zeigen zerfaserte Umrisse und sind von Dolomitrhomboedern durchwachsen.

2. Rote Dolomitsande (in Nr. 4).

Die Hauptmasse bilden gerundete Dolomitkörnchen von 1—2 mm Dm. Die Grundmasse besteht aus feinem Dolomitgereibsel und zahlreichen Quarzkörnchen von ca. 0,1 mm Dm.

b) Die Raiblerschichten am NW-Fuss der Denti della Vecchia.

In den Hängen der Denti della Vecchia bilden die Raiblerschichten ein überwachsenes Band zwischen den Felswänden des Hauptdolomits und den Salvatore-Dolomiten. Die vorwiegend mergeligen Schichten geben hier Anlass zu zahlreichen Überfallquellen.

Am Fussweg, der von Villa nach der Alpe Bolla führt, stehen auf Q. 920 die bituminösen Dolomite und Kalke der untern Raiblerschichten an. Sie stossen mit steiler Bruchfläche gegen die Salvatore-Dolomite, die hier stellenweise reich an Diploporen sind. Von den oberen, bunten Raiblerschichten sind nur einzelne Dolomitbänke sichtbar, die aus dem Schutt hervorragen.

Bessere Aufschlüsse liefern die zahlreichen Quellbäche am NW-Fuss der Denti della Vecchia. Die Schichten sind aber meistens tektonisch derart beansprucht, dass sich keine stratigraphische Folge mehr aufstellen lässt. Oft kann man beobachten wie die roten dolomitischen Mergel als Brei in die Risse und Spalten des Hauptdolomits hochgepresst wurden und das Gestein weitherum rot färben.

Das Raiblerprofil oberhalb der Alpe Scirona (Fig. 8).

Die am wenigsten gestörten Verhältnisse zeigt uns ein Aufschluss in der Bachrunse nördlich der Alpe Scirona auf Q. 1050 (Koord. 722.2/101.6).

Die Raiblerschichten sind hier von den liegenden Salvatore-Dolomiten durch eine steile Bruchfläche getrennt. Ein Vergleich mit den übrigen Profilen lässt uns annehmen, dass nur wenige Meter an der Basis nicht sichtbar sind.

Von unten nach oben zeigen sich folgende Schichten:

1. Feinschieferige bituminöse Dolomite, nach oben in helle gebankte Dolomite übergehend.
2. Dünnbankige helle Dolomite mit bunten Mergellagen.

3. Helle feinkörnige, gebänderte Dolomite.
4. Gebankte Dolomite mit bunten Mergelzwischenlagen.
5. Bunte Mergel in feiner Wechsellagerung.
6. Helle, unregelmässig gebankte Dolomite.
7. Bunte Mergel. Zum grössten Teil unter Schutt.

Im Hangenden Hauptdolomit.

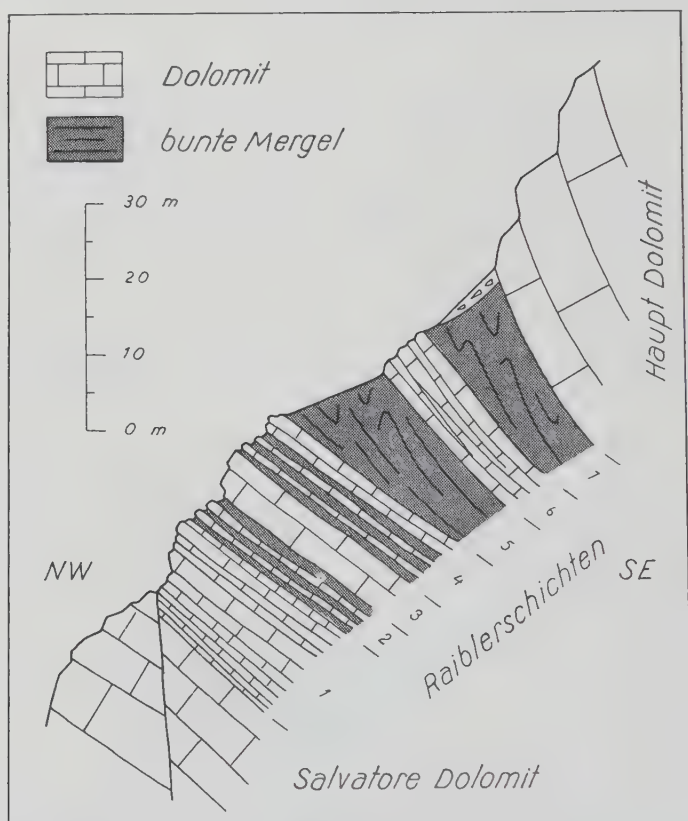


Fig. 8. Profil der Raiblerschichten am NW-Fuss der Denti della Vecchia, oberhalb Scirona.

Etwa 200 m weiter nördlich steht im gleichen Niveau in den Schutthalden unter dem Sasso Grande eine bunte Breccie an. Da weder das Liegende noch das Hangende dieses Gesteines aufgeschlossen ist, lässt sich weder deren Mächtigkeit noch die genauere stratigraphische Lage angeben.

Die Breccie besteht zur Hauptsache aus eckigen 2–3 cm grossen Brocken folgender Gesteine: Helle und feinkörnige Dolomite. Dunkle sandige Dolomite. Rot gestreifte, mergelige Dolomite. Helle dolomitisierte Oolithe, Fetzen von bunten Mergeln. Die Grundmasse bildet ein mittelkörniger Kalk. Dieses Vorkommen ist ein südlicher Ausläufer der viel mächtigeren Breccien und Rauhwacken von Pairolo, die wir im folgenden Abschnitt beschreiben werden.

c) Die Raiblerschichten im Gebiet von Pairolo.

Im Gebiet von Pairolo sind die Raiblerschichten meistens von Gehängeschutt bedeckt. Sie machen sich jedoch im Gelände durch zum Teil recht mächtige Dolinen und durch Rutschungen und Sackungen gut bemerkbar.

Wie uns Prof. M. REINHARD freundlicherweise mitteilte, zeigen die Quellen dieses Gebietes auffallend hohen Gipsgehalt. Dieser Gips dürfte aus den bunten Mergeln der obern Raiblerschichten stammen, aus welchen uns z. B. bei Mendrisio und bei Nobialla am Comersee N Menaggio grössere Gipsvorkommen bekannt sind.

Interessant sind die Rauhwacken, die in den Hängen unterhalb der Sassi Palazzi an mehreren Stellen anstehen. Ein grösseres Vorkommen befindet sich am Weg zum Sasso Grande, ca. 200 m östlich der Clubhütte von Pairolo.

Die Rauhwacken sind zum grössten Teil von heller, gelbgrauer Farbe und verwittern zellig. Es handelt sich durchgehend um Aufarbeitungsbreccien, deren Komponenten aus dem kalkigen Bindemittel herauswittern und auf diese Weise die zellige Struktur erzeugen. Die Hauptmasse der Komponenten sind eckige Trümmer eines hellen Dolomites. Stellenweise überwiegen Brocken von bunten Mergeln. Weniger häufig sind Quarzkörner und Gneise.

Die Komponenten zeigen auch in völlig frischer Grundmasse eine starke Verfärbung und Verwitterung. Wir nehmen deshalb an, dass diese Gesteinstrümmer vor der Einbettung stark verwittert waren. Die Randpartien der Komponenten, die meistens besser erhalten sind, dürften bei der Diagenese wieder verkittet worden sein.

d) Die Raiblerschichten der inneren Val Rezzo (Fig. 9 und 4).

Das untersuchte Profil befindet sich am Südhang der innern Val Rezzo, in der Bachrunse, welche bei Q. 175 in den Talfluss einmündet (Koord. 727.9/103.2).

Über dem Fussweg bei Q. 1325 sind die Karbonkonglomerate sichtbar. Darüber folgt 4—5 m Gehängeschutt. Über diesem Schutt ist folgendes Profil aufgeschlossen:

1. An der Basis eine dunkle Aufarbeitungsbreccie von 10—15 m Mächtigkeit. Als Komponenten treten eckige Bruchstücke verschiedener Dolomite und Kalke auf, seltener auch kleine Gneisbrocken. Das Material ist schlecht sortiert. Meistens liegen Brocken aller Grössenordnungen in unregelmässiger Lagerung wirt durcheinander. Es kommen Blöcke von über 60 cm Kantenlänge vor. Im Durchschnitt betragen die Durchmesser 1—5 cm. Als Grundmasse dient ein dunkler, körniger, sandiger Kalk. Als Einlagerung treten dunkle, feinschichtige, mergelige Dolomitsande auf.

2. Diese Breccie wird von einem hellen gebankten Dolomit von ca. 10 m Mächtigkeit überlagert. Das Gestein ist stark zerrissen und von den hangenden Raiblermergeln bunt gefärbt.

3. Darüber folgen bunte Mergel mit Dolomitbänken.

4. Grünlichgraue, sandige Dolomitbank mit Pflanzenresten.

5. Dunkle ausgewalzte Breccien (wie Nr. 1) mit zerrissenen Dolomitbänken.

6. Rote dolomitische Mergel.

Im Hangenden der Hauptdolomit.

Ein ganz anderes Bild zeigt die Bachrunse ca. 100 m weiter östlich. Das Karbon wird dort von einer ca. 10 m mächtigen Rauhwacke überlagert, die nach oben in brecciöse Dolomite übergeht. Diese Rauhwacke ist ein zellig verwitterndes, gelbgraues Gestein. Die zellige Struktur ist durch herauswitternde Dolomitbrocken bedingt. In den untern Partien sind kristalline Komponenten häufig.

Es handelt sich stets um zerdrückte Gerölle und Bruchstücke von Sandsteinen aus dem liegenden Karbon. In diesen unteren Lagen lässt sich die dunkle dolomitische Grundmasse von den helleren Dolomitkomponenten deutlich unterscheiden. Die zellige Beschaffenheit des Gesteins ist jedoch nicht durch diese Komponenten bedingt, wie wir das von andern Rauhwacken gewohnt sind,

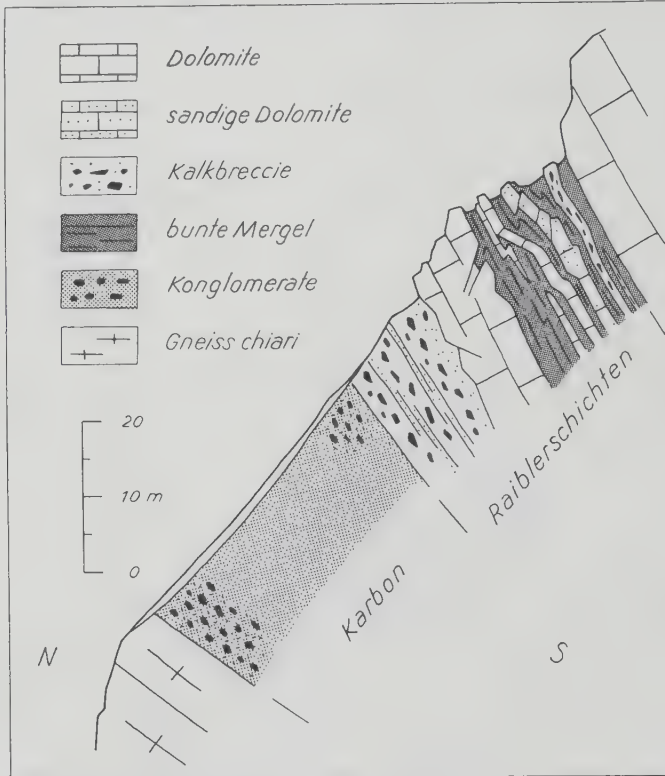


Fig. 9. Profil am Südhang der innern Val Rezzo.

Auflagerung der Raiblerschichten auf die Konglomerate des obren Karbon (vgl. Fig. 4, dritte Runse von E).

sondern überlagert sie netzartig. Diese Struktur wird auch in den obren Partien beibehalten, wo das Gestein einheitlich erscheint und sich keine Komponenten unterscheiden lassen. Wir nehmen an, dass es sich primär um eine sedimentogene Aufarbeitungsbreccie handelte, die nachträglich tektonisch zerrüttet wurde. Die unzähligen Risse verheilten sodann durch körnigen Dolomit. Dieses Dolomitskelett wittert heute netzartig heraus, während die einzelnen Brocken locker zerfallen. Die hangenden bunten Raiblerschichten sind von Gehängeschutt bedeckt.

Von der Val Rezzo bis zum Monte Grona am Comersee steht der Hauptdolomit in unmittelbarem Kontakt mit dem Grundgebirge. Nur vereinzelt konnten zwischen Hauptdolomit und Kristallin schmale verruselte Schubfetzen von bunten Raiblermergeln festgestellt werden. In grösserer Mächtigkeit treten sie erst am Osthang des Monte Grona, in der Mulde von Nobiallo und Plesio, auf. Wir möchten diese Vorkommen, da sie uns wertvolle Anhaltspunkte zum Studium der Sedimentationsverhältnisse unseres Gebietes liefern, im folgenden Kapitel kurz beschreiben.

e) Die Raiblerschichten von Nobiallo und Plesio am Comersee.

An der Strasse von Acquaseria nach Menaggio (Fig. 13) finden wir ein durchgehendes Profil vom kristallinen Grundgebirge bis in den Hauptdolomit aufgeschlossen.

Über der Servino-Verrucano-Serie folgen zunächst die Salvatore-Dolomite mit einer Mächtigkeit von über 1000 m. Es sind helle, gebankte Dolomite, die stellenweise reich an Diploporen sind. Als Einlagerungen treten dunkle bituminöse Dolomite auf.

In der Mulde, die von Nobiallo gegen Plesio hinaufzieht, stehen die Raiblerschichten an. Unmittelbar über den Salvatore-Dolomiten lassen sich gebankte Dolomite mit schwarzen Kieselknauern beobachten. Darüber sind in isolierten Anrissen bunte Mergel mit Dolomitlagen sichtbar. Ein zusammenhängendes Profil liess sich der starken Moränenbedeckung wegen nicht aufnehmen. Interessant sind die Aufschlüsse in den Gipsgruben von Nobiallo in den obersten Raiblerschichten. In zwei Steinbrüchen wird hier ein gebänderter Gips von ca. 100 m Mächtigkeit abgebaut. In diesem häufig stark gefalteten Gestein sind zahlreiche dunkle Dolomitlagen sichtbar. Diese Lagen sind meistens zerrissen und zu einer von Gips durchsetzten Breccie zertrümmert. Es macht den Anschein als ob Gips in Lösung in alle Poren und Risse des Gesteins eingedrungen wäre und dasselbe beim Auskristallisieren zerbrochen hätte. Der Kontakt dieser Schichten mit dem hangenden Hauptdolomit ist nicht sichtbar. Aus dem Schutt oberhalb der Gipsgruben ragen vereinzelte Schichtköpfe einer rötlichen Kalkbreccie. Dieses Gestein ist in den Marmorbrüchen von Ligomeno, die wir im folgenden Abschnitt kurz beschreiben wollen, aufgeschlossen.

Die bunten Breccien von Ligomeno.

Im Marmorbruch von Ligomeno (westlich oberhalb dieses Dorfes, auf Q. 700, Koord. 738.1/100.2) wird eine bunte Kalkbreccie ausgebeutet. Die betreffenden Schichten befinden sich über den Raiblerschichten und werden von Hauptdolomit überlagert.

Die Breccie besteht zur Hauptsache aus eckigen Trümmern (Dm. 2–3 cm) eines rötlich verfärbten, feinkörnigen Kalkes. Die einzelnen Brocken liegen in unregelmässiger Lagerung dicht aufeinander. Die Lücken sind mit weissem, spätigem Kalzit, welcher die einzelnen Komponenten krustenartig umlagert, ausgefüllt. Oft blieb im Innern der Lücke ein Hohlraum übrig, in welchen kleine Skalenoeder hineinragen.

In dieser Breccie treten Blöcke einer älteren, dolomitischen Breccie auf (Dm. z. T. bis über 1 m.) Die Grundmasse dieses Gesteins ist ein feinkörniger, hellgrauer Dolomit. Als Komponenten treten Brocken von körnigen hell- und dunkelgrauen Dolomiten auf (Dm. 1–3 cm). Die Grenzen zwischen der dolomitischen Grundmasse und den Komponenten sind verwischt und im Mikroskop oft kaum mehr zu erkennen. Wir schliessen daraus auf eine nachträgliche Umkristallisation (verm. Dolomitisation) dieser Breccie.

Die auffälligste Erscheinung im Steinbruch sind leuchtend rot und gelb gebänderte Partien, die die Breccie unregelmässig aderig durchsetzen und sich oft zu grösseren Massen anreichern. Dieses Gestein zeigt sich im Dünnschliff als feinkörniger Kalzit. Die Färbung ist bedingt durch fein verteilten Hämatit, der in winzigen nadeligen oder kugeligen Formen die einzelnen Kristalle ohne Rücksicht auf die Korngrenzen durchdringt. Wir betrachten dieses bunt gebänderte Gestein als Füllung von Spalten und Rissen, die in der bereits verfestigten Breccie vielleicht durch lokale Bodenbewegungen oder durch Setzungserscheinungen entstanden sind.

Vermutlich lag die Breccie vor der Ablagerung des Hauptdolomits während längerer Zeit an der Oberfläche und verwitterte, so dass wir diese bunten Lagen als Absätze von Versickerungswasser deuten können. Aus der bunten Breccie von Ligomeno lassen sich somit deutlich mehrere Entstehungsphasen herauslesen. Wir müssen annehmen, dass die Breccie in einem Milieu abgelagert wurde, in welchem keine Sedimentation anderer Art stattfand. Die Lücken zwischen den Komponenten blieben auf diese Weise zunächst offen und wurden später von Kalzitkrusten, welche sich den Brocken anlagerten, ausgefüllt. In einer spätern Phase entstanden die Spalten und Risse, in welche sich die rot und gelb gebänderten Kalke absetzten.

Die Herkunft der Komponenten der Breccie ist ungewiss. Aus dem Liegenden der Breccie, das heisst aus den Raiblerschichten und dem Salvatore Dolomit, sind uns keine ähnlichen Gesteine bekannt.

Die Einheitlichkeit des Materials macht eine Herkunft aus den stets reich gegliederten und differenzierten Raiblerschichten unwahrscheinlich. Viel eher könnte es sich um aufgearbeitete Esinokalke aus dem Ladinien eines benachbarten Gebietes handeln. Dolomitische Breccien, wie wir sie als grosse Blöcke voranden, sind im untersten Hauptdolomit sehr häufig und gerade am Monte Gröna oberhalb Breglia besonders schön entwickelt. In den Salvatore Dolomiten sind ähnliche Breccien selten und sind uns bis jetzt nur vom Südfuss des M. S. Salvatore bekannt. Wenn die Blöcke aus dem untersten Hauptdolomit stammen, was sehr wahrscheinlich ist, versteht sich, dass wir das ganze Vorkommen zu dieser Formation rechnen müssen.

3. Besprechung der Profile

Unterhalb der Bocchetta Brumea fanden wir die Raiblerschichten von den Salvatore Dolomiten, die sicher über 200 m mächtig sind, unterlagert. Am NW-Fuss der Denti della Vecchia sehen wir letztere rasch gegen NE an Mächtigkeit abnehmen. In den darüberliegenden Raiblerschichten treten Aufarbeitungsbreccien auf, die gegen Nordosten an Bedeutung gewinnen. Vom Nordostende der Denti della Vecchia bis zur Gaeta am Comersee treten entlang der M. Gröna-Linie keine Salvatore-Dolomite mehr auf. Die Raiblerschichten oder der Hauptdolomit treten hier in unmittelbaren Kontakt mit dem Grundgebirge. Diese Auflagerungsverhältnisse, die wir in einzelnen Profilen bereits kennengelernt haben, sollen im folgenden Abschnitt kurz besprochen werden.

An der Catelina, einem Felsgrat ca. 400 m SW des Karbons von Pozzetti (p. 95), finden wir über der Servino-Verrucano-Serie ca. 50 m gebankte Dolomite mit zahlreichen Einlagerungen von feinbankigen bituminösen Kalken und Dolomiten. Diese Serie lässt sich mit den unteren Raiblerschichten der Bocchetta Brumea vergleichen. Die Dolomite unmittelbar über der Servino-Verrucano-Serie sind zu einer tektonischen Breccie entwickelt. An dieser Auflagerungsfläche fanden somit bestimmt tektonische Bewegungen statt, deren Ausmass sich nicht abschätzen lässt.

An der Pianca bella NE unterhalb der Cima Fiorina treten die bunten Raiblerschichten, wie wir bereits beschrieben haben (p. 103), in direkten, hier sicher tektonischen Kontakt mit dem Grundgebirge.

Weiter gegen Osten treten erneut die Dolomite der unteren Raiblerschichten auf. Wir können diese bis in die innere Val Rezzo an die Felswände oberhalb der kleinen Terrasse Q. 1300 verfolgen, wo sie unter dem Schutt des Hauptdolomits verschwinden.

In der östlich anschliessenden Runse fanden wir die Raiblerschichten mit einer mächtigen Breccie unmittelbar über dem Karbon. In der folgenden Runse tritt an Stelle dieser Breccie eine Rauhwacke, die nach oben in brecciöse Dolomite übergeht. Diese Rauhwacke stellt eine Aufarbeitungsbreccie dar, die an der Basis reichlich Karbon und Grundgebirgsmaterial enthält.

Diese beiden Profile lassen sich als Transgression der Raiblerschichten auf das Grundgebirge deuten. Wir müssen annehmen, dass bereits zur Zeit der Ablagerung der Salvatore Dolomite der NW-Teil unseres Gebietes eine Schwelle mit reduzierter Sedimentation darstellte, die ein Hinabgreifen der Raiblerschichten auf das Grundgebirge begünstigte.

Weiter im Osten, von der Val Rezzo bis nach Breglia, am Osthang des M. Grona, tritt der fast senkrecht stehende Hauptdolomit in direkten Kontakt mit dem Grundgebirge. Den besten Einblick in die Lagerungsverhältnisse gibt uns ein Profil am Osthang des M. Grona, das wir im folgenden kurz besprechen wollen (Fig. 13).

Am Comersee südlich der Gaeta stehen die Salvatore-Dolomite mit einer Mächtigkeit von ca. 1500 m an. Darüber folgen in der Mulde von Nobiallo Raiblerschichten, die wir bereits besprochen haben. Bei Breglia werden Raiblerschichten, Salvatore Dolomit und Servino-Verrucano-Serie samt dem liegenden Kristallin von einer steil stehenden Verwerfung angeschnitten.

Von Breglia bis zum Gipfel des M. Grona lagert der Hauptdolomit unmittelbar auf dem Kristallin und ist nördlich dieses Dorfes ins Grundgebirge eingeschuppt. An der Basis des Hauptdolomits treten Dolomitbreccien von sicher sedimentärer Herkunft auf, die jedoch keine kristallinen Komponenten enthalten. Die Auflagerung des Hauptdolomits auf das Kristallin ist hier sicher tektonisch. Das Profil am Osthang des M. Grona wird wohl am besten als nachträglich verschuppte Flexur gedeutet. Alle Schichten unter dem Hauptdolomit rissen an dieser Flexur ab, während sich derselbe als geschlossener Mantel darüber legte.

Ausgehend vom Profil am Osthang des M. Grona sind wir demnach geneigt das Fehlen des Salvatore Dolomits entlang der M. Grona-Linie vom M. Grona bis in die Val Rezzo tektonisch zu deuten. Umgekehrt, wenn wir vom Gebiet der Denti della Vecchia ausgehen, scheint uns eine stratigraphische Interpretation, das heisst ein Auskeilen der Salvatore-Dolomite gegen NE und eine Transgression der Raiblerschichten in derselben Richtung ebenso wahrscheinlich. Wir müssen annehmen, dass sich beide Vorgänge in unserem Gebiet überkreuzen. Mit Ausnahme der Breccien an der Basis des Hauptdolomits deutet am M. Grona nichts auf eine Transgression des Hauptdolomits oder der Raiblerschichten auf das Grundgebirge. Die Lagerungsverhältnisse lassen sich hier durch tektonische Bewegungen vollständig erklären. Im Gebiet der Denti della Vecchia scheinen tektonische und sedimentäre Vorgänge im gleichen Sinne gewirkt zu haben.

4. Zusammenfassung

Als lagunäre Serie zeigen die Raiblerschichten unseres Gebietes starke Wechsel in Facies und Mächtigkeit. Das häufige Auftreten von grobem, zum Teil verwittertem detritischem Material zeigt, dass ständig grössere Gebiete der Erosion und Verwitterung freilagen. In der innern Val Rezzo überlagern die Raiblerschichten mit einer mächtigen Breccie unmittelbar das Karbon. Diese Breccie führt an der Basis reichlich kristallines Material. Wir dürfen annehmen, dass die Erosion vor der Ablagerung dieser Breccie bis auf das Grundgebirge reichte.

Wenn wir die Sedimente der Raiblerschichten des übrigen Luganergebietes betrachten, fällt uns das häufige Auftreten von Breccien, Konglomeraten und Sandsteinen auf. E. FRAUENFELDER (1916) beschreibt aus den Raiblerschichten des Nordhangs des Poncione d'Arzo Konglomerate mit Quarzgeröllen. Vom M. Minisfreddo erwähnt A. SENN (1924) Breccien und Konglomerate mit Dolomitkomponenten. P. LEUZINGER (1926) fand in den Raiblerschichten der Val Cuvia in der Nähe von Bedero rote, servino-ähnliche Quarzsandsteine. Nach den Untersuchungen von Professor L. VONDERSCHMITT kommen rote Sandsteine, die von entsprechenden Gesteinen aus der Servino-Verrucano-Serie oft kaum zu unterscheiden sind, in den Raiblerschichten des Gebietes von Campione vor. Die dolomitischen Breccien, die dort recht häufig sind, führen Porphyrykomponenten.

Wir dürfen aus allen diesen Beobachtungen schliessen, dass die Erosion während der Ablagerung der Raiblerschichten auch im übrigen Luganergebiet stellenweise zum mindesten bis auf die Servino-Verrucano-Serie reichte.

D. Der Hauptdolomit

Die hellen Felszacken des Hauptdolomits geben dem Gebiet der Denti della Vecchia sein charakteristisches Gepräge. Es handelt sich stets um helle, körnige Dolomite. Die Bankung ist aus der Ferne meistens gut sichtbar, in der Nähe jedoch kaum mehr zu erkennen. Der Hauptdolomit erreicht im Gebiet der Denti della Vecchia eine Mächtigkeit von ca. 500 m. Gegen Osten schwillt er rasch an und übersteigt in der Val Solda schon 1000 m.

Im Osten unseres Gebietes, zwischen Menaggio und Porlezza, ist fast die ganze Stufe in der Facies bituminöser Dolomite und dolomitischer Mergel ausgebildet. Die Faciesübergänge lassen sich am M. Pizzoni, ferner NW Porlezza und südlich oberhalb des Dörfchens Croce (bei Menaggio) gut beobachten. Im Norden entlang der M. Grona-Linie, herrscht bereits wieder die Facies der hellen Diploporendolomite. Die mergelige, bituminöse Ausbildung scheint somit auf ein schmales Becken begrenzt, das sich vermutlich gegen Süden unter den Lias des Generosogebietes fortsetzt. Einlagerungen von feinbankigen bituminösen Dolomiten kommen auch im Gebiete der Denti della Vecchia SW des Sasso Grande vor.

An der Basis des Hauptdolomits treten häufig Dolomitbreccien auf. Diese lassen sich besonders gut am Osthang des M. Grona beobachten. Die Grundmasse dieser Breccien ist ein heller mittelkörniger Dolomit. Als Komponenten treten auf: Dunkle mittelkörnige Dolomite, milchigweisse feinkörnige Dolomite. Diese Komponenten sind vorwiegend scharfkantig, eckig, seltener leicht kantengerundet. Ähnliche Breccien sind auch innerhalb des Hauptdolomits nicht selten. Die Breccien sind stets frei von kristallinem Material, auch wurden nie Gesteine aus den liegenden Raiblerschichten darin beobachtet. Wir nehmen an, dass es sich um aufgearbeiteten Hauptdolomit handelt (Primärbreccien).

Diese starke tektonische Zertrümmerung des Hauptdolomits machte ein detailliertes Studium dieser lithologisch interessanten Formation unmöglich.

E. Rhät

1. Übersicht

In den Lombardischen Alpen lassen sich in grossen Zügen drei verschiedene Faciesgebiete unterscheiden.

Zwischen *Lago Maggiore* und *Luganersee* die reduzierte Luganer Schwellenfacies. Es handelt sich hier um geringmächtige Serien von Dolomiten, Breccien, Oolithen und Kalken.

Vom *Luganersee* über die *Bergamaskeralpen* bis zur *Judicarienlinie* die Lombardische Facies. Diese wird in eine untere mehr mergelige Serie (Schwäbische Facies, Kössenermergel) und eine obere Serie von Kalken und Dolomiten (Karpatische Facies) unterteilt.

Östlich der *Judicarienlinie* herrscht die Venetianische Facies der *calcarei grigi*.

Unser Arbeitsgebiet befindet sich an der Grenze zwischen Lombardischer Facies und Luganer Schwellenfacies. Im klassischen Profil von Bene (ca. 5 km W Menaggio) wenige km E unseres Gebietes ist das Rhät in Lombardischer Facies ausgebildet. In der von A. ESCHER VON DER LINTH (1856) beschriebenen Bachrunse SE des Dorfes Bene lässt sich eine ca. 1000 m mächtige Serie von Mergeln und Kalken beobachten. Im untern Teil überwiegen schwarze z. T. fossilreiche Mergel, während nach oben allmählich helle Kalkbänke mit Korallen überhandnehmen. Den Abschluss des Profiles bildet eine ca. 80 m hohe Wand, der hier kalkig entwickelten *Conchodonschichten*. Darüber folgen die Kieselkalke des untern Lias.

In den Profilen der Val Solda zeigen sich bereits Übergänge in die Luganer Schwellenfacies. Die Mergel treten gegen W fast vollständig zurück, während helle Kalke und Dolomite vorherrschen.

Das Profil des Torrente Cassone befindet sich im Bereich der Luganer Schwelle mit stark reduziertem oder fehlendem Rhät.

2. Einzelprofile

a) Profil des Torrente Soldo (Val Solda).

Wie unsere Übersichtskarte zeigt (Tafel V) ist der flache Talkessel der Val Solda zwischen S. Mamete und Dasio in die rhätischen Schichten eingeschnitten. Der liegende Hauptdolomit steigt im Hintergrund des Tales an einer EW verlaufenden Störung steil empor und bildet dort die mächtigen kahlen Felswände. Die *Conchodonschichten* an der Obergrenze des Rhät tauchen westlich Cressogno (ca. 1,5 km E S. Mamete) aus dem Luganersee. Dieses im Gelände gut hervortretende Dolomitband trägt weiter westlich das Dörfchen Castello und folgt dann dem Gratücken, welcher die Val Solda gegen SW abschliesst. Im Osten des Talkessels wird das Rhät von der Hauptdolomitschuppe des M. Pizzoni durchstossen. Der flache Talboden der Val Solda ist von zum Teil recht mächtigen Stauschottern und Moräne bedeckt. Zusammenhängende Profile sind nur in den oft schwer zugänglichen Schluchten des Torrente Soldo aufgeschlossen. Wir beschreiben hier ein Profil des östlichen Seitenarmes dieses Flusses von Q. 650 NE Dasio bis S. Mamete am Ufer des Luganersees.

Von Q. 650 am Fusse der Felswände des Sasso di Mont bis Q. 480 bei der Einmündung des Seitenbaches SW Dasio, stehen im Flussbett die schwarzen Mergel des untersten Rhät an, mit zahlreichen Einlagerungen von dunklen gebankten Kalken. Diese Schichten sind stark tektonisch gestört, so dass die Aufnahme eines Detailprofils nicht möglich war. Der Kontakt mit dem liegenden Hauptdolomit ist, wie wir bereits erwähnt haben, tektonisch. Bei Q. 600 unterhalb der Brücke NE Dasio werden die Mergel ausserdem von einer schmalen Schuppe Hauptdolomit durchstossen, die gegen Westen rasch auskeilt. Die scheinbare Mächtigkeit der ganzen Serie beträgt 400–500 m. Diese im Vergleich mit dem Profil von Bene viel zu grosse Mächtigkeit dürfte durch tektonische Schuppungen und Stauchungen vorgetäuscht sein. Da die Grenze zum liegenden Hauptdolomit tektonischer Natur ist, lässt es sich schwer beurteilen, ob wir am Kontakt wirklich die untersten Horizonte des Rhät vor uns haben.

Bei Q. 480 bei der Einmündung des Seitenbaches SW Dasio beginnt mit einer ca. 20 m mächtigen Dolomitbank eine Serie von hellen grobbankigen Kalken mit seltenen geringmächtigen Mergelzwischenlagen. Diese einheitliche Serie ist ca. 400–450 m mächtig. Bei der Brücke der Autostrasse nach Puria, Q. 425, tritt in diesen Kalken eine ca. 25 m mächtige Dolomitbank auf.

Ca. 150 m oberhalb des Zusammenflusses der beiden Haupttäste des Torrente Soldo, NE des Dorfes Castello, ist eine ca. 50 m mächtige Lage von dunklen Mergeln aufgeschlossen. Darüber folgen erneut ca. 300 m helle grobbankige Kalke mit vereinzelt Mergellagen. Daran schliessen sich bei der Umbiegung des Flusses in die SW-Richtung die Conchodonschichten, die hier bereits vollständig dolomitisch ausgebildet sind.

Die westlichen Seitenarme des Torrente Soldo liefern bedeutend weniger interessante Profile. Die Bäche bewegen sich auf grosse Strecken im Streichen der steil stehenden Schichten. Zudem treten vor allem in der Nähe des Hauptdolomits Störungen auf, die bei der geringen seitlichen Ausdehnung der Aufschlüsse nur schwierig zu erfassen sind. Bemerkenswert ist das Auftreten von zahlreichen Dolomitbänken, vor allem im oberen Teil des Rhät. Diese gewinnen in den westlich anschliessenden Profilen an Bedeutung.

b) Costa di Ciappei und Valle del Orso.

Im Gebiete der Denti della Vecchia westlich der Val Solda sind infolge der zahlreichen tektonischen Störungen keine zusammenhängenden Rhätprofile mehr vorhanden. Den unteren Teil des Rhät finden wir an der Costa di Ciappei (Profil 11, Tafel VII, Quellgebiet der Val Solda), einem Felsgrat, der von P. 1478 (Koord. 723.1/101.5) der Sassi Palazzi (Denti della Vecchia) in SE-Richtung gegen den Passo della morte (Felswände beim S-Ausgang des Tälchens, welches zur Alpe di Puria führt) zieht, aufgeschlossen. Dieses ca. 500 m mächtige Profil wird bei Q. 1350 von einer Störung abgeschnitten. Den obern Teil des Rhät werden wir in einem ca. 400 m mächtigen Profil in der Valle del Orso kennenlernen.

Das über den Hauptdolomit folgende Rhät der Costa di Ciappei besteht vorwiegend aus dichten, dunkel-blaugrauen, splitterigen Kalken mit geringmächtigen Mergelzwischenlagen. Die Schichten stehen durchgehend senkrecht. Auf der Landesgrenze bei P. 1478, ca. 50 m über dem Hauptdolomit, stehen dunkle feinkörnige Oolithe an, die mit feinen Lumachellen wechsellagern. Die kalkige Ausbildung hält an bis Q. 1420, wo ein erstes Dolomitband kräftig hervortritt. Unmittelbar oberhalb dieses hervortretenden Dolomitbandes lässt sich in den Kalken ein Korallenstock von ca. 5 m Länge und 2 m Höhe beobachten. Die Oberfläche dieses Stockes ist von einem hellen Kalk bedeckt, der erfüllt ist mit verkieselten Schalenbruchstücken. Das darüber folgende Dolomitband zeigt in den untersten Partien noch deutlich Strukturen von Korallen. Die nun folgende, ca. 100 m mächtige Serie ist durch eine Anzahl erhaben herauswitternder, gelbbrauner Dolomitbänke charakterisiert. Die dazwischenliegenden Kalk- und Mergellagen bilden überwachsene Grasbänder. An der oben erwähnten Störung sind die Kalke zu einer rauhwaskeartig verwitternden Breccie zerrieben.

Am Westhang der Valle del Orso bildet der obere Teil des Rhät ein stufenartig gegen Norden aufsteigendes Gewölbe, dessen Nordschenkel stark verfaultet ist (Tafel VII, Profil 9). Im Südschenkel lässt sich ein ca. 400 m mächtiges, nur wenig gestörtes Rhätprofil beobachten.

Ob diese Schichten die unmittelbare Fortsetzung des Profils der Costa di Ciappei bilden, steht nicht sicher fest. Ein Überlappen scheint unwahrscheinlich,

da hier keine entsprechenden Gesteine auftreten. Hingegen scheint es möglich, dass grössere Schichtpakete nicht zur Beobachtung gelangen.

Bei Q. 1100 bilden wenig über dem Talgrund der Valle del Orso helle gebankte Kalke ein im Gelände gut hervortretendes Gewölbe. Die südlich anschliessende Runse ist zum grössten Teil mit Gehängeschutt bedeckt. Sie ist bedingt durch eine Serie von schwarzen Mergeln mit untergeordneten Kalkzwischenlagen, die in der Fortsetzung des Profils gegen Norden besser aufgeschlossen sind. Südlich der Runse folgen ca. 200 m helle Kalke mit mehreren erhaben herauswitternden Dolomitbänken. Darüber folgt mit einer Mächtigkeit von ca. 100 m der Conchodondolomit, der gegen Süden von einer Überschiebung begrenzt und vermutlich etwas ausgewalzt ist.

c) Cassonetobel, Nordflanke des M. Brè.

Zwischen der Synklinale des M. Brè und derjenigen des M. Boglia, welche fast ausschliesslich aus Kieselkalken bestehen, tritt im Einschnitt des Cassone, nördlich des M. Brè der Hauptdolomit zutage. Auf der geologischen Karte von A. BISTRAM (1903) ist dieser Dolomit als Conchodondolomit eingezeichnet, während ihn A. FRAUENFELDER (1916) als Hauptdolomit kartiert.

Für die letztere Auffassung spricht neben der lithologischen Beschaffenheit des Gesteins, welches ganz dem obersten Hauptdolomit der Denti della Vecchia entspricht, das Vorkommen von zwar unbestimmbaren Diploporen. Gegen Norden, das heisst gegen die Synklinale des M. Boglia, ist dieser Dolomit durch eine steil stehende Störung begrenzt. Im Süden folgt die Obergrenze des Hauptdolomits ungefähr dem Bachbett des Cassone. Wie zu erwarten, sind die Grenzschichten zwischen dem starren Hauptdolomit und den beweglichen Kieselkalken stets tektonisch stark beansprucht, wenn auch eine ursprünglich normale Überlagerung vorlag. Diese Störungen sind leider nur schwer zu erfassen, so dass eine sichere stratigraphische Folge nicht aufgestellt werden konnte.

Im Bachbett sind auf Q. 630 an der Obergrenze des Hauptdolomits Einlagerungen von dunkeln gebankten, zum Teil etwas bituminösen Dolomiten sichtbar. Am südlichen Uferrand stehen darüber isolierte Bänke eines hellen Lumachellen-Kalks an. Nach wenigen Meter Schutt folgen grobbankige, graue Oolithe. In diesen Oolithen macht sich eine nach oben zunehmende Dolomitisierung bemerkbar. Nach einer weiteren Schuttzone folgen helle, stark zerklüftete Dolomite mit Einlagerungen von Breccien. Daran schliessen gegen Süden die Kieselkalke des unteren Lias.

Da bis jetzt keine sicher bestimmbaren Fossilien aus diesen Schichten geborgen werden konnten, sind wir, was ihr Alter betrifft, auf lithologische Vergleiche angewiesen.

Lumachellen, wie die oben beschriebenen, sind im Rhät der Val Solda häufig. Ähnliche Oolithe kommen im Rhät, jedoch auch im untern Lias unseres Gebietes häufig vor.

Für die Lumachellen und die Oolithe kommt demnach Rhät, vielleicht auch unterster Lias in Frage. Die Dolomitischen Breccien gehören mit grosser Wahrscheinlichkeit schon zum untersten Lias.

Ein weiterer interessanter Aufschluss befindet sich in einer kleinen Runse ca. 200 m westlich unterhalb des Dörfchens Brè. Hier sind die brecciösen Dolomite gut aufgeschlossen. Das Gestein ist vom liegenden Hauptdolomit durch eine schmale Schuttzone getrennt, in welcher vermutlich eine tektonische Störung verläuft.

Die Komponenten der Breccie erreichen eine durchschnittliche Grösse von 2–5 cm. Die Hauptmasse bilden eckige Dolomittrümmer. Daneben kommen vor: Oolithe, Lumachellen, Echinodermenbreccien und sandige Dolomite. Jedoch keine Kieselkalke. Die Grundmasse besteht aus körnigem Dolomit.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass das ganze Gestein dolomitisiert ist. Von den einzelnen Komponenten sind keine scharfen Umrisse sichtbar, wie man das aus den Handstücken annehmen könnte. Oft sind sie nur noch als dunkle Schatten erkenntlich. Ein eindruckliches Bild hierzu geben die dolomitisierten Oolithe. Die Grundmasse dieser Brocken ist vollständig umkristallisiert und vom umliegenden Gestein nicht zu unterscheiden. Die Kanten der ursprünglichen Komponenten sind durch die angeschnittenen Oolithe gekennzeichnet.

Über dieser Dolomitreccie, die eine Mächtigkeit von 20–25 m erreicht, folgen die Kieselkalke des unteren Lias.

3. Fossilfundstellen im Rhät

Die reichsten Fundstellen von Brachiopoden und Lamellibranchiern befinden sich in der erwähnten Bachrunse SE des Dorfes Bene. Beim Eingang der Runse sind die schwarzen Mergel stellenweise erfüllt von dünnwandigen Muschelschalen. Grössere gut erhaltene Exemplare von Brachiopoden lieferte eine leider etwas schwierig zugängliche Fundstelle oberhalb des dritten (von unten) Wasserfalls derselben Runse.

Reich an Fossilien ist eine Mergelserie an der Strasse von Castello (Val Solda) nach Muzzaglio unmittelbar E der Brücke über den Torrente Soldo.

Eine weitere Fundstelle befindet sich in der Rhätscholle N der Alpe Bolla, oberhalb des Fussweges, der auf der Schweizerseite von der Alpe Bolla zu Bocchetta Brumea führt, auf Q. 1100–1140, ca. 700 m N der Alpe Bolla. Neben Brachiopoden wurden hier Fischschuppen und Zähnnchen gefunden.

4. Zusammenfassung

Wir möchten im folgenden die wichtigsten Beobachtungen über den Facieswechsel des Rhät von Bene bis ins Gebiet der Denti della Vecchia kurz zusammenfassen.

Das Profil von Bene ist charakterisiert durch eine abwechslungsreiche Serie von schwarzen Mergeln und hellen Kalkbänken, die in den obern Partien allmählich überhandnehmen. Den Abschluss gegen die Kieselkalke des untern Lias bildet das mächtige Kalkband der Conchodonschichten.

In der Val Solda treten die schwarzen Mergel nur noch im untersten Rhät auf. Das Bachprofil des Torrente Solda zeigte uns vor allem helle Kalke mit einzelnen Dolomitlagen. Die Conchodonschichten, auf welchen das Dörfchen Castello steht, sind bereits vollständig dolomitisch ausgebildet.

Im Profil der Costa di Ciappei treten auch die schwarzen Mergel im untersten Rhät zurück. Wir fanden dort über dem Hauptdolomit eine Serie von dunkeln Kalken mit Einlagerungen von Oolithen, Lumachellen und zahlreichen Dolomitbänken. Das obere Rhät der Valle del Orso ist vom entsprechenden Teil des Bachprofils des Torrente Soldo nicht wesentlich verschieden, nur dass die Dolomitbänke hier viel zahlreicher sind.

Ein detailliertes Studium dieser interessanten Faciesübergänge war in diesem tektonisch stark gestörten Gebiet bis jetzt nicht möglich. Eine weitere Schwierigkeit bot die Schotterbedeckung der Val Solda. Wohl die auffälligste Erscheinung

dieser Profile ist das Auftreten der zahlreichen Dolomitbänke im Westen dieses Tales. Es lässt sich beobachten, dass vor allem helle Kalkbänke mit Korallenresten dolomitisch werden, während mehr mergelige Lagen länger intakt bleiben. Beim Übergang von Kalk in Dolomit lässt sich keine Veränderung in der Bankung oder Schichtung des Gesteins feststellen. Mit zunehmendem Dolomitgehalt werden die Schichten jedoch spröde und splitterig und wittern aus den umliegenden Kalken erhaben heraus.

Die Mächtigkeit des Rhät beträgt im Profil von Bene ca. 1000 m, in der westlichen Val Solda immer noch über 800 m.

Um so überraschender ist das fast vollständige Fehlen von rhätischen Gesteinen am M. Brè. Wir müssen annehmen, dass die Hauptdolomit-Antiklinale des Torrente Cassone bereits in rhätischer Zeit inselartig aus dem Generoso-Becken hervorragte, vielleicht als Landsporn eines westlichen Festlandes. Das vollständige Fehlen von detritischem Material im Rhät der Val Solda macht eine solche Annahme zwar etwas unwahrscheinlich. Es wäre möglich, dass während des Rhät im Cassonegebiet eine reduzierte Sedimentation herrschte, und dass diese Sedimente erst von der Lias-Transgression entfernt wurden.

Beim Betrachten der Faciesverteilung im Luganergebiet fällt uns auf, dass die Faciesgrenze zwischen der Luganer Schwellenfacies und der Lombardischen Facies heute durch die Luganerlinie gekennzeichnet ist. Analoge Verhältnisse finden wir nach den Beobachtungen von L. TREVISAN (1938) an der Judicarienlinie, welche die Grenze zwischen der Lombardischen und der Venetianischen Facies bildet. Es soll damit nicht gesagt sein, dass diese Störungen schon damals in ihrer heutigen Form existierten, doch stellten sie sicher Grenzzonen zwischen Gebieten mit verschiedener Bewegungstendenz dar. Wir werden auf diese Probleme im Abschnitt 4 der Tektonik, p. 144 ff., näher zu sprechen kommen.

F. Der untere Lias

1. Übersicht

Wir unterscheiden im untern Lias der Lombardischen Alpen im wesentlichen dieselben Faciesbezirke wie im Rhät. Östlich der Judicarienlinie die Venetianische Facies (*calcarei grigi*). In den Bergamasker- und Comaskeralpen die Lombardische Facies (Kieselkalke). Im Luganergebiet, westlich der Luganerlinie, eine Schwellenfacies mit fehlendem oder reduziertem Unterlias. Im Gegensatz zum Rhät setzen vom M. Campo dei Fiori (bei Varese) gegen Westen erneut die Kieselkalke der Lombardischen Facies ein. Am Lago Maggiore beginnt ein weiteres Schwellengebiet. Nach den Beobachtungen von J. VAN HOUTEN (1929) transgrediert bei Arolo der mittlere Lias auf die Porphyre.

Der untere Lias des Gebietes der Denti della Vecchia.

Die Lombardischen Kieselkalke bilden die von Buschwald überwucherten Hügel des M. Brè und des M. Boglia. A. BISTRAM (1905) konnte am Nordhang des M. Boglia, im Gebiet der Alpe Bolgia (Italien), unmittelbar über den Conchodonschichten, das unterste Héttangien mit Fossilien nachweisen. Wir betrachten die Conchodonschichten als Grenzhorizont zwischen Rhät und Lias. Da diese Schichten mit dem liegenden Rhät lithologisch eine Einheit bilden, mit dem Kieselkalk aber eine ganz anders geartete Sedimentation einsetzt, zogen wir die Grenze zwischen Rhät und Lias über den Conchodonschichten.

2. Zur Lithologie der Lombardischen Kieselkalke

Diese lithologisch eintönige Serie erreicht in unserem Gebiet eine Mächtigkeit von über 1400 m. Die Kieselkalke zeigen sich im allgemeinen als blaugraues, dunkles Gestein mit einer erdig-braunen, porösen Verwitterungsrinde, die oft mehrere cm dick werden kann. Bei geringem Kieselgehalt sind die Kalke gut gebankt. Die Kieselknauer treten dann als dunkle hornsteinartige Knollen innerhalb der Bänke auf. Bei grösserem Kieselgehalt verschwindet die Bankung fast vollständig. Durchgehende Hornsteinlagen folgen sich im Abstand von wenigen cm. Im Querschnitt zeigen sich diese Lagen als buchtig begrenzte Bänder, die sich oft verzweigen und ineinander übergehen. Gewöhnlich sind sie nur wenige cm dick, doch kommen Lagen von über 50 cm vor. Wo Schichtflächen entblösst sind, zeigen sich diese Lagen als unregelmässige Fladen, mit bauchig, wulstiger Oberfläche. Meistens sind sie schwarz und undurchsichtig, seltener bräunlichgrau und durchscheinend. Eine andere Abart von Kieselkalcken findet sich hauptsächlich im untersten Lias. Es sind massige, dunkle Gesteine, die kaum Anzeichen irgend welcher Bankung zeigen. Im frischen Bruch ist dieses Gestein dicht, schwarz und strukturlos. Bei starker Verwitterung zeigt sich an der Oberfläche eine gewebeartige Bänderung, die durch feinverteilte Kieselkonkretionen bedingt ist.

Im Dünnschliff zeigt sich, dass alle Arten von Kieselkalcken zur Hauptsache aus Spongiennadeln bestehen und als Spongiolithe bezeichnet werden müssen. Der grösste Teil der ursprünglich kieseligen Nadeln ist durch spätigen Kalzit ersetzt. Die freiwerdende Kieselsäure zog sich zu unregelmässigen Fasern, zu einzelnen Knauern oder durchgehenden Lagen zusammen. Im Orthoskop zeigt sich noch schattenartig die Spongiolithstruktur. Unter gekreuzten Nicols erscheinen die Lagen als unregelmässiges, filziges Gewebe von Kalzedon, das noch stark vom ursprünglichen Gesteinsmaterial durchsetzt ist. Interessant sind in dieser Beziehung die Kieseldolomite. Es handelt sich um gelb-braune gebankte Dolomite mit hellen Kieselknauern. Im Dünnschliff zeigt sich folgendes Bild: Die Grundmasse des Gesteins ist ein körniger Dolomit. Nur an wenigen Stellen lassen sich noch Umriss von Spongiennadeln als hellere Partien erkennen. In den Kieselknauern ist jedoch die ursprüngliche Spongiolithstruktur noch deutlich sichtbar. Unter gekreuzten Nicols zeigt sich auch hier ein filziges Kalzedongewebe, das von unzähligen Dolomitrhomboedern durchwachsen ist. Wir nehmen an, dass diese Kieseldolomite aus Spongiolithen (Kieselkalcken) hervorgingen. Die ursprüngliche Struktur dieses Gesteins ist heute nur noch in den Kieselknauern als eine Art Abbildungskristallisation vorhanden, während die übrige Gesteinsmasse körnig umkristallisiert, bzw. dolomitisiert ist.

Die Kieselsäure der Kieselkalke unseres Gebietes scheint somit durchgehend organischen Ursprungs zu sein. Auffallend ist ein starkes Zunehmen des Kieselgehaltes gegen die Luganerlinie.

3. Einlagerungen von Dolomiten, Korallenkalcken und Breccien in den unteren Kieselkalcken.

Besonders schön sind diese Sedimente am NE-Hang des M. Boglia, in der Gegend der Alpe Bolgia (Italien), entwickelt. Ein detailliertes Profil lässt sich in diesem Gebiete infolge der starken tektonischen Beanspruchung der Schichten nicht aufnehmen. Vor allem sind Mächtigkeitsangaben sehr schwierig, da die einzelnen Lagen in sich verschuppt sind.

Über dem Conchodondolomit sind unterhalb der Alpe Bolgia (Italien) dunkle, splitterige Kalke mit Kieselknauern aufgeschlossen, aus welchen A. BISTRAM

(1905) eine Fauna des unteren Hettangien bergen konnte. Es folgen ca. 20 m gebankte, helle Dolomite. Darüber liegen ca. 20 m Kieseldolomite, die wir im vorhergehenden Abschnitt bereits eingehend besprochen haben. Diese gehen nach oben in dunkle Kieselkalke über. Die darüber folgenden Dolomite bilden ein hervorstehendes Band, welches sich von der Alpe Bolgia, ca. 50 m oberhalb der Alphütten bis zur Schweizergrenze verfolgen lässt. Diese Dolomite keilen westlich der Alpe Bolgia aus. Es folgen im Hangenden die mächtigen Kieselkalke des M. Boglia. In den untersten 150 m dieses Gesteins treten zwei geringmächtige Dolomitlagen auf. In den folgenden 150 m lassen sich zahlreiche Einlagerungen von hellen Kalken mit Breccien und Konglomeraten beobachten, die wir etwas ausführlicher beschreiben werden.

Die Aufschlüsse befinden sich ca. 300 m SE der Alpe Bolgia in einem von lockerm Gebüsch überwachsenen Abhang, auf Q. 1100–1250. Beim Durchqueren dieses Hanges fallen fünf mehrere Meter mächtige, helle Kalkbänke, die aus den dunkeln Kieselkalcken hervorstehen, sofort auf. Die Oberfläche dieser Kalke ist von unzähligen kleinen weissen Kieselknollen bedeckt. Diese kieseligen Gebilde sind von kugelförmiger Form (Dm. 1–2 cm), oft schalig aufgebaut und zu grösseren und kleineren Gruppen vereinigt. Das mikroskopische Bild dieser Knollen lässt sich mit dem Querschnitt eines morschen Baumstrunks vergleichen: Die Kernpartie der Knollen ist strukturlos und besteht aus feinkörnigem Kalk, der oft von grösseren Rhomboedern durchwachsen ist. Um diesen Kern legt sich eine Zone mit konzentrischer, feiner Bänderung, die oft unregelmässig ausgebuchtet ist. Der Aussenrand der Knollen ist meistens angebrochen und auf eine Breite von ca. 0,5 mm verkieselt. Dieser kieselige Rand besteht aus einheitlich auslöschenden Quarzkristallen, die nach aussen scharfe Kanten zeigen und nach innen unregelmässig auslaufen. Die Deutung dieser Gebilde als abgerollte und später verkieselte Algenkugeln schien uns zunächst nahezu liegen. Nach der Ansicht von Dr. GASCHÉ, der die Freundlichkeit hatte, die betreffenden Schiffe durchzusehen, sind keine sicheren Anzeichen von Algenstrukturen vorhanden. Es könnte sich auch um abgerollte verkieselte Oolithe, bzw. Pisolithe handeln. In der Schichtgruppe mit den hellen Kalkbänken treten häufig Breccien und Konglomerate auf, zum Teil an der Ober- und Untergrenze dieser Kalkbänke, oder mit diesen verzahnt, seltener als isolierte Lagen.

In den Breccien treten häufig Einlagerungen von Lumachellen, Oolithen und Echinodermenbreccien auf. Als Komponenten dieser Breccien kommen lediglich Gesteine der Unterlage vor, wie Kieselkalke, helle Kalke mit Kieselknollen, Dolomite, Lumachellen, Oolithe usw. Die Grundmasse ist ein feinkörniger heller Kalk. Diese unregelmässig auftretenden Kalkbänke mit Breccien und Konglomeraten lassen sich als Riffbildungen deuten.

Ähnliche Einlagerungen treten in den Kieselkalcken am Südhang des M. Boglia auf Q. 850 NW gegenüber Brè auf. Ferner am Nordhang des M. Brè, unterhalb des Weges, der von Aldesago nach Brè führt, bevor dieser ins Cassonetal einbiegt, auf Q. 620. Das Profil am Ostgrat des M. Boglia, oberhalb Aldesago, zeigt ca. 50 m über dem Conchodondolomit ein mächtiges Band von Kieseldolomiten. In den darüber folgenden Kieselkalcken lassen sich am Wege von der Madonna del Faggio nach Albogasio geringmächtige Breccienlagen beobachten, die wir als östliche Ausläufer der Riffbildungen der Alpe Bolgia betrachten können.

4. Blöcke von Kalkbreccien und Dolomit im Kieselkalk des M. Brè

In den obernen Partien der Kieselkalke treten am M. Boglia nur vereinzelt dünne Breccienlagen auf, etwas häufiger sind Echinodermenbreccien. Interessant

ist jedoch das Auftreten von zum Teil recht mächtigen Blöcken von Dolomit und unterliasischen Breccien in den Kieselkalken des M. Brè. Am besten zugänglich sind die Aufschlüsse an der Strasse vom Dorf Brè zur Station Brè des Funicolare, ca. 250 m südlich von derselben. Im Kieselkalk treten dort Blöcke von Dolomit und Kalkbreccien auf von ca. 40—50 cm Dm. Auffallend ist das Fehlen von feinerem detritischem Material in den umliegenden Kieselkalken. Ein Dolomitblock von ca. 2 m Kantenlänge tritt am Südhang des M. Brè auf, an einem Fussweg der bei der Kehre der Autostrasse nach Brè, östlich der Kirche von Aldesago abzweigt, ca. 700 m östlich dieser Abzweigung (Koord. 720.2/94.2). Der Block ist stellenweise mit einer dolomitischen Breccie bepflanzt und muss somit aus einer älteren Breccie umgelagert worden sein. Auch hier fehlt detritisches Material in den umliegenden Kieselkalken. Wir deuten diese Blöcke als von einer Steilküste ausgebrochene und im Schlamm abgeglittene Trümmer von Breccien, liasischen oder rhätischen Alters.

5. Fossilfundstellen im unteren Lias

Die Kieselkalke des unteren Lias sind im allgemeinen fossilarm. Ergiebige Fundstellen kommen nur in den untersten Partien vor, im Zusammenhang mit Einlagerungen von hellen Kalken mit Breccien und Konglomeraten. Eine leicht zugängliche Fundstelle von verkieselten Fossilien, vorwiegend Brachiopoden, befindet sich im Gebiete der Alpe Bolla (Schweiz), ca. 200 m S der Alpwirtschaft, in einem Sackungsanriss ca. 50 m S der alten Baracke der Grenzwächter auf Q. 1150. Eine ähnliche Fundstelle, mit besser erhaltenen Formen liegt am Nordgrat des M. Boglia, am steilen Abhang gegen die Alpe Bolla, ca. 20 m NW unterhalb des Grenzsteins 7½ A, auf Q. 1260. Die von A. BISTRAM beschriebene Fundstelle mit Fossilien des untersten Héttangien befindet sich auf italienischem Gebiet, am Wege von der Alpe Bolgia nach dem Dorfe Castello (Val Solda), ca. 150 m NE unterhalb der Alphütten Q. 1075. Ein Dünnschliff durch die brecciösen Kalke aus dem p. 126 beschriebenen Profil, ca. 300 m SE oberhalb der Alpe Bolgia, zeigt mehrere Exemplare von *Spirillina liasica* (JONES), die mir mein Studienkamerad J. SCHWEIGHAUSER (1950) freundlicherweise bestimmte. Diese Schichten liegen stratigraphisch ca. 400 m über den Conchodonschichten. Am M. Brè, in den Anrissen der neuen Autostrasse vom Dörfchen Brè zum Gipfel des M. Brè, treten in den Kieselkalken zahlreiche fossilführende Horizonte auf. Die zahlreichen Kehren der Strasse ermöglichen es, denselben Horizont mehrmals aufgeschlossen zu finden.

6. Zusammenfassung

Um ein zusammenhängendes Bild über die Sedimentationsverhältnisse des unteren Lias unseres Gebietes zu erhalten, sind wir gezwungen, etwas weiter auszuholen. Aus der Skizze (Fig. 10) über die Mächtigkeitsverteilung des untern Lias geht hervor, dass unser Gebiet in der nördlichen Fortsetzung des Generosobeckens liegt. Dieses Becken scheint gegen Osten etwas auszuflachen, gegen Westen wird es von der Luganerlinie abgeschnitten. Im Gebiet von Mendrisio lässt sich eine Transgression aus dem Generoso Becken gegen Westen beobachten. Besondere Beachtung verdienen die Aufschlüsse von Arzo. Nach den Untersuchungen von Prof. L. VONDERSCHMITT (1937) stehen die dortigen bunten Breccien in Zusammenhang mit Bruchzonen liasischen Alters, die der Luganerlinie mehr oder weniger parallel verlaufen. Das wechselvolle Bild des Broccatello entstand durch wiederholtes Aufleben dieser Bruchtätigkeit, wobei sich die Risse und Spalten im liegenden

Hauptdolomit mit dem Brei der darüberliegenden, noch nicht verfestigten Gesteine füllten. In unserem Arbeitsgebiet sind im Westflügel der Luganer Hauptverwerfung keine Sedimente mehr vorhanden. Die Breccien im untern Lias, und vor allem die Dolomitblöcke in den Kieselkalken, weisen jedoch auf die Nähe eines westlichen Festlandes. Ein Vergleich der Mächtigkeiten des untern Lias und die erwähnten Beobachtungen lassen deshalb mit Recht annehmen, dass die Luganerlinie dem alten Westrand des Generosobeckens entspricht. Die heutige Luganerlinie, als steil stehende Bruchfläche, lässt sich jedoch, wie wir später sehen werden, nur im Zusammenhang mit den alpinen Bewegungen verstehen.

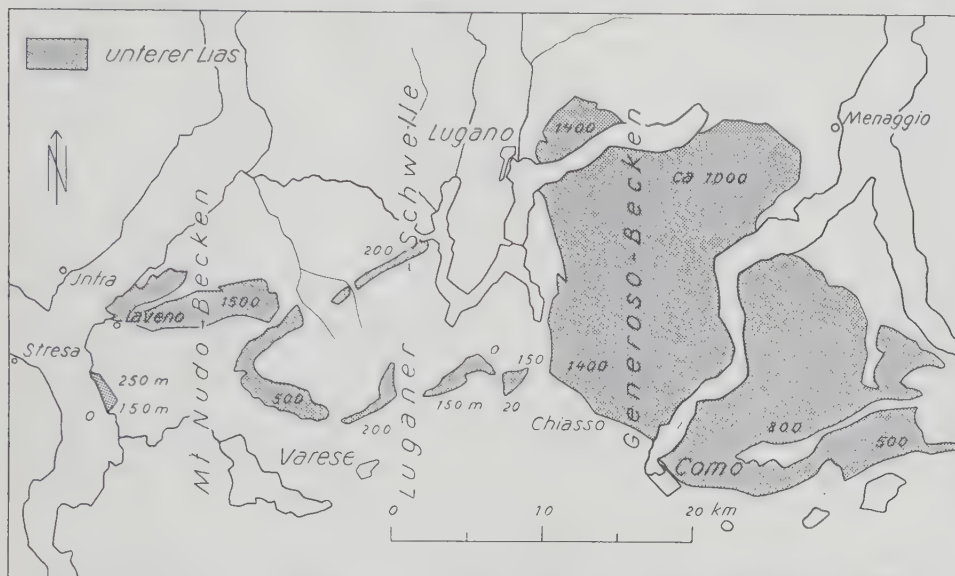


Fig. 10. Vorkommen und Mächtigkeit des untern Lias im Seengebiet.
Karte im Masstab 1:500000.

G. Kurze Zusammenfassung der Stratigraphie

Die Sedimentreihe des Gebietes der Denti della Vecchia beginnt mit den Konglomeraten des oberen Karbon (Westphalien B, C). Diese Sedimente, die sich mit Flussschottern vergleichen lassen, überlagern diskordant ein älteres Grundgebirge. Nach der Ablagerung des oberen Karbon und vor derjenigen der Servino-Verrucano-Serie (Perm, untere Trias) fanden im Gebiet von Lugano herzynische Bewegungen statt. Das Karbon der Denti della Vecchia wurde von einer Gneismasse deckenartig überfahren und in diese eingeschuppt. Vor der Ablagerung der Servino-Verrucano-Serie lag unser Gebiet während längerer Zeit der Erosion und Verwitterung frei. In dieser Zeitspanne erfolgte im südlicheren Luganergebiet der Ausbruch der Porphyre. Einzelne Porphyrrungen reichten bis in das Gebiet der Denti della Vecchia und liegen hier an der Basis der Servino Verrucano-Serie. Diese letzteren sind bei uns nur geringmächtig und mit grosser Wahrscheinlichkeit in die untere Trias zu stellen. Einlagerungen von Dolomiten und der vorwiegend dolomitische Zement der Sandsteine deuten auf ein marines Milieu. Mit den Salvatoredolomiten (Anisien-Ladinien), es handelt sich vorwiegend um helle Diploporendolomite, setzt die eindeutig marine Sedimentation der Trias ein. Die darüber

folgenden Raiblerschichten stellen eine Regressionsperiode dar. In diesen Schichten sind mächtige Breccien und sandige Dolomite häufig. In der obern Val Rezzo (Val Cagna) überlagern die Raiblerschichten mit einer kristallinführenden Breccie das Karbon. Die dortigen Profile lassen sich als eine Transgression der Raiblerschichten auf das Grundgebirge deuten.

Vom Hauptdolomit bis in den untern Lias lässt sich im Luganergebiet in der Facies und Mächtigkeit der Sedimente ein westliches Schwellengebiet, die Luganerschwelle, vom Generoso Becken im Osten abgrenzen. Unser Untersuchungsgebiet liegt am Nordwestrand dieses Beckens. Die Sedimente zeigen bereits Übergänge in die Luganerschwellenfacies. Der Hauptdolomit nimmt vom Gebiet der Denti della Vecchia gegen Osten von 500 auf über 1000 m Mächtigkeit zu. Der zentrale Teil des Generoso Beckens ist in dieser Epoche durch eine Facies von schwarzen, bituminösen Dolomiten und dolomitischen Mergeln gekennzeichnet. Im Rhät lässt sich vom Comersee gegen Westen ein Zurücktreten der Mergel zugunsten der Kalke und das Auftreten von zahlreichen Dolomitlagen beobachten. Die Mächtigkeit des Rhät beträgt im Profil von Bene ca. 1000 m, in der westlichen Val Solda immer noch 800 m. Um so überraschender ist daher das fast vollständige Fehlen von rhätischen Sedimenten im Bacheinschnitt des Cassone, nördlich des M. Brè. Der untere Lias überlagert dort mit einer mächtigen dolomitischen Breccie den Hauptdolomit. Zum Rhät gehören vermutlich nur die unmittelbar über dem Hauptdolomit auftretenden Relikte von Lumachellenkalken und Oolithen. Der untere Lias unseres Gebietes besteht aus einer Serie von Kieselkalken von über 1400 m Mächtigkeit. In den untern 300 m treten Einlagerungen von Dolomiten, zoogenen Kalken, Breccien und Konglomeraten auf, wie sie E. FRAUENFELDER (1916) auch im Generosogebiet feststellen konnte. In den obern Partien der Kieselkalke treten nur vereinzelt dünne Lagen von Breccien auf, doch deuten eingelagerte Blöcke von Dolomit und Kalkbreccien auf die Nähe eines Festlandes im Westen. Im Gebiet von Mendrisio lässt sich nach den Beobachtungen von E. FRAUENFELDER (1916) und A. SENN (1924) eine Transgression des untern Lias aus dem Generoso Becken gegen Westen feststellen. Die bunten Breccien von Arzo stehen nach den Untersuchungen von Prof. L. VONDERSCHMITT mit Bruchzonen liasischen Alters in Beziehung, welche der Luganerlinie mehr oder weniger parallel verlaufen.

Das vollständige Fehlen von detritischem Material im Rhät des Generoso Beckens lässt uns annehmen, dass die Absenkung des Beckens in dieser Zeit mit der Sedimentation ungefähr Schritt hielt, während wir im untern Lias mit größeren Niveauunterschieden rechnen müssen. Das relative Absinken des Generoso Beckens gegenüber der Luganerschwelle betrug vom Hauptdolomit bis in den untern Lias, wenn wir die Sedimentmächtigkeiten vergleichen, ca. 2500 m. Es versteht sich von selbst, dass sich die Grenze zwischen der Luganerschwelle und dem Generoso Becken während den alpinen Bewegungen bemerkbar machen musste. Wir werden diesen Problemen im Abschnitt über die Tektonik unseres Gebietes besondere Aufmerksamkeit schenken.

Wie eng tektonische und stratigraphische Probleme verbunden sind zeigt uns die Erforschungsgeschichte der Luganerlinie, die wir als Überleitung zur Tektonik im folgenden Abschnitt kurz durchgehen möchten.

H. Zur Erforschungsgeschichte der Luganerlinie

Die Frage nach der Bedeutung der Luganerlinie als Faciesgrenze im Mesozoikum ist im Laufe der mehr als hundertjährigen geologischen Erforschungs-

geschichte des Luganergebietes schon mehrmals aufgetaucht. Wir glauben, dass wir mit einigen geschichtlichen Bemerkungen zum bessern Verständnis dieser Probleme etwas beitragen können.

Auf der geologischen Karte des Luganergebietes von L. VON BUCH (1826) finden wir eine erste Darstellung der Luganerlinie von Caprino bis Mendrisio. Er betrachtet die Porphyre als junges Intrusivgestein, welchem vor allem die Hebung und Faltung der Gebirge zuzuschreiben sei. Die Kontakte dieses Gesteins mit den mesozoischen Schichten deutet er daher als intrusiv. Aus der Beschreibung der Aufschlüsse von Melano und Rovio lässt sich seine Ansicht über die Beziehungen der Porphyre zu den Kieselkalken des Generoso nicht eindeutig herauslesen.

Bei B. STUDER (1851, p. 473) finden wir ein Profil durch die Luganerlinie bei Melano. Dieses Profil durchschneidet die von Prof. L. VONDERSCHMITT (1937) beschriebene Sackung. Sowohl die Darstellung als auch die Beschreibung der dortigen geologischen Verhältnisse entsprechen unseren heutigen Ansichten. Seiner Verlegenheit in der Deutung dieser komplexen Tatsachen gibt B. STUDER in folgenden Sätzen Ausdruck:

„Der schwarze Porphyr ist offenbar jünger als das Kalkgebirge, und doch vermisst man in der Regel Kalkgerölle in seinen Tuffen und sichere Spuren von Einwirkung der Porphyre auf den Kalk. Der rote Porphyr erscheint dagegen als die wahre und ältere Grundlage des Kalkgebirges und doch bildet er Gänge im schwarzen Porphyr.“

L. LAVIZZARI macht uns in zahlreichen Publikationen (1840—1865) mit der Geologie des Luganergebietes bekannt. Wir finden in diesen Schriften bereits ausführliche Beschreibungen der Breccien von Arzo und Saltrio, in welchen er dieselben unterliasischen Fossilien wie im Kieselkalk des Generoso fand.

G. NEGRI & E. SPREAFICO (1869) beschreiben als erste die Luganerlinie als Verwerfung. Sie erklären diesen „salto“ durch eine Hebung des Porphyrgebietes.

1889 deutet C. SCHMIDT die Ablagerungen von Arzo und Saltrio als Transgression des untern Lias. Die bunten Breccien und roten Tone hält er für Erosions- und Verwitterungsprodukte eines aufsteigenden Hauptdolomitriffes. Von der Luganerlinie schreibt er: „Längs einer NS verlaufenden Linie ist die grosse Lias-tafel (des Generosogebietes) gegenüber dem westlichen Gebiete abgesunken.“

Er deutet darauf hin, dass meridionale Blattverschiebungen an dieser Linie eine Rolle spielen.

A. BISTRAM (1905) macht auf die starken Facies- und Mächtigkeitsunterschiede im Osten und Westen der Luganerlinie aufmerksam. Seine Ansicht über die Deutung dieser Tatsachen kommt in folgendem Satz zum Ausdruck: „Längs einer Linie, die im Verlaufe der Verwerfung von Lugano entspricht, erfolgte im Lias die allmähliche Senkung des Generosobeckens.“

E. FRAUENFELDER (1916) lehnt die Ansichten A. BISTRAMS über die tektonischen Ursachen der Facieswechsel im untern Lias entschieden ab. Die Lias-transgression soll mit einer weitspannigen Aufwölbung des westlichen Gebietes in Beziehung stehen. Die Blattverschiebungen und zahlreichen Knicke in der Hauptverwerfung lassen ihn vermuten, dass die vertikalen Bewegungen den übrigen vorausgingen. Für die vertikalen Bewegungen nimmt er kretazisches Alter an und bringt sie mit den Cenomankonglomeraten von Sirone in Beziehung.

Die Arbeit von A. SENN (1924) bringt uns die genauen Daten der Liastransgression von Arzo und Saltrio. A. SENN formt den Begriff der Luganerschwelle mit fehlendem oder geringmächtigem Rhät und transgredierendem untern Lias.

Die relative Hebung dieser Schwelle in Bezug auf den Generosotrog schätzt er auf ca. 2000 m.

P. LEUZINGER gibt uns 1926 die detaillierten Rhätprofile aus dem Gebiet der Luganerschwelle am M. Campo dei Fiori und der Val Cuvia.

J. VAN HOUTEN (1929) macht uns mit dem Liasbecken westlich der Val Cuvia bekannt. Im Gegensatz zum Generosobecken begann die Senkung dieses Gebietes erst mit der Liastransgression, hielt aber bis in den obern Lias an. An der Punta d'Arolo, am Lago Maggiore, transgrediert der mittlere Lias auf die Porphyre.

D. J. DOEGLAS (1930) versucht die Luganerlinie von Caprino bis Capolago als Überschiebungsfläche zu deuten. Nach seiner Ansicht ist der Lias des M. Generoso gegen SW auf die Porphyre aufgeschoben.

Nach L. VONDERSCHMITT (1937) ist diese vermeintliche Überschiebung bei Melano als Sackung zu deuten. Alle Beobachtungen an der Luganerlinie weisen auf eine durch relatives Absinken des Ostflügels bedingte Verwerfung.

L. U. DE SITTER (1939) nimmt an, dass der Lias des Generosobeckens gegen SW auf die Luganerschwelle überschoben sei. Die Luganer Hauptverwerfung setzt erst südlich Arogno ein und gewinnt gegen Norden rasch an Bedeutung.

Durch VONDERSCHMITT (1940) erfuhren die Ablagerungen von Arzo eine Neubearbeitung. Wie wir bereits erwähnt haben, bringt er diese Breccien mit Bruchzonen liasischen Alters in Beziehung.

Die Ansichten, welche R. STAUB (1951) in seinen „Gedanken zum Bau der Südalpen“ vertritt, sind in jeder Hinsicht revolutionär. Die ganze Generosomasse, von Mendrisio bis in die Val Solda, betrachtet er als eine eigene südalpine Decke, welche aus dem Raume südlich des M. San Giorgio gegen NE vorgestossen sei. Die Luganer Hauptverwerfung existiert nach seinem Erachten nicht und muss als Ausbiss einer Überschiebungslinie gedeutet werden. Der Ablagerungsraum der mächtigen Sedimente des Generosobeckens kommt nach dieser Interpretation südlich an die Luganerschwelle zu liegen. Es wird wohl kaum zu befürchten sein, dass mit dieser nur zu eleganten Lösung die wechselvolle Geschichte der Luganerlinie ein Ende gefunden hat.

Wir werden auf diese Probleme, soweit sie sich von unserem Untersuchungsgebiet aus beurteilen lassen, in welchem die Stirne der Generosodecke zu suchen wäre, im folgenden tektonischen Abschnitt zu sprechen kommen.

TEKTONIK

Einleitung

Die tektonische Lage des Gebietes der Denti della Vecchia haben wir in der allgemeinen Einleitung kurz skizziert (vgl. Fig. 11). Als tektonisch wichtige Grenzlinien lernten wir die M. Gröna-Linie am Nordrand unseres Gebietes und die Luganerlinie am Westrand kennen. Das Sedimentgebiet südlich der M. Gröna-Linie und östlich der Luganerlinie zeigt einen komplizierten Falten- und Schuppenbau. Die wichtigsten Strukturen dieses Gebietes sind knieförmige Falten, mit mehr oder weniger flachen Nordschenkeln und steilen, oft nach Süden überkippten Südschenkeln. Die Faltenachsen zeigen ein mittleres Streichen von N 60–75 W und fallen mit 10–30 Grad gegen NW ein. Die Falten werden somit von der M. Gröna-Linie (EW-Streichen) und der Luganerlinie (NS-Streichen) schief abgeschnitten. Um die Darstellung zu erleichtern, werden wir versuchen, diese ver-

schiedenartigen und verschieden gerichteten Strukturen soweit als möglich getrennt zu beschreiben. Inwiefern diese Trennung einer zeitlichen Aufeinanderfolge entspricht, werden wir in einem spätern Abschnitt zur Diskussion stellen.

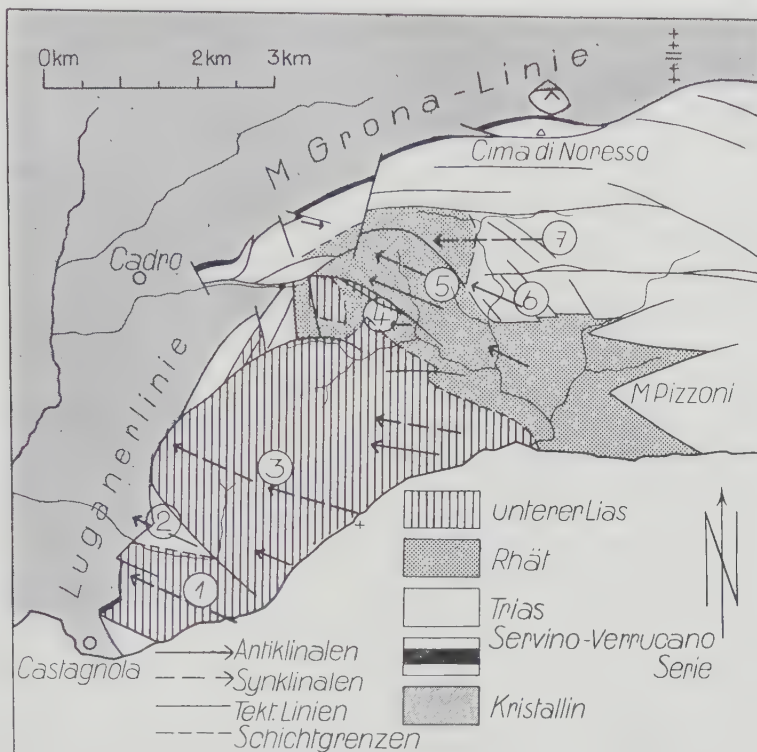


Fig. 11. Tektonische Übersichtskarte des Gebietes der Denti della Vecchia – M. Boglia – M. Brè. Masstab 1:100000.

1 = M. Brè-Synklinale. 2 = Cassone-Antiklinale. 3 = M. Boglia-Synklinale. 4 = Gewölbe der Cima Saletta. 5 = Falten der Cresta della Torre. 6 = Antiklinale im Hauptdolomit des Passo della Morte. 7 = Synklinale der Alpe di Puria.

1. Die Falten mit der Achsenrichtung N 60—75 W

Diese Falten steigen treppenartig gegen Norden an. Dadurch treten von S nach N stets stratigraphisch tiefere Schichten an die Oberfläche. Wie das aus der tektonischen Skizze ersichtlich ist, können wir von S nach N eine Zone der liasischen Kieselkalke, eine Rhätzone und die Zone des Hauptdolomits unterscheiden. Jede dieser lithologisch stark verschiedenen Zonen zeigt ihren eigenen Falten-entyp, der jedoch von einem gemeinsamen Grundplan nicht wesentlich abweicht. Wir beginnen mit unserer Beschreibung im Süden mit der Tektonik der Lombardischen Kieselkalke, welche die nördliche Fortsetzung der mächtigen Kieselkalkmasse des Generosogebietes darstellen.

a) Die Zone der Lombardischen Kieselkalke.

Das Baumaterial dieser Zone bilden die Kieselkalke des untern Lias mit einer Mächtigkeit von min. 1400 m. Die Konstruktion von tektonischen Profilen ist in

diesem Gebiet erschwert durch das Fehlen von durchgehenden Leithorizonten. Wie wir das im stratigraphischen Teil unserer Arbeit bereits beschrieben haben (p. 126), handelt es sich um eine eintönige Serie von Spongiolithen, in welchen sich 1–10 cm dicke Hornsteinlagen in Abständen von wenigen cm folgen. Dieses Gestein erweist sich als tektonisch sehr beweglich. Alle grösseren Strukturen lösen sich beim näheren Betrachten in ein verwirrendes Gemenge von kleinen Knickfalten und Stauchungen auf, welche in den Profilen nur stark schematisch angedeutet werden konnten. Die Richtung der im Felde schwierig erfassbaren Faltenachsen wurde mittels der stereographischen Projektion ins Wulff'sche Netz aller eingemessenen Schichtflächen ermittelt. Dabei zeigte sich, dass die Faltenachsen der oben erwähnten kleinen Stauchungen und Knickfalten im allgemeinen mit den Achsen der Synklinalen, bzw. der Antiklinalen übereinstimmen. Völlig aberrante Achsen in allen Himmelsrichtungen sind jedoch nicht selten. In der Zone der Kieselkalke können wir zwei mächtige Synklinalen erkennen, die Synklinalen des M. Brè und des M. Boglia, die nördlich des M. Brè durch die Cassone-Antiklinale verbunden werden.

Die Synklinale des M. Brè.

Diese Synklinale zeigt ein Achsenstreichen von N 55–70 W und ein Axialgefälle von 10–30 Grad gegen NW. Wie die meisten Strukturen im Kieselkalk zeichnet sich auch diese Synklinale in dem von Buschwald überwucherten Gelände nicht ab. Die Scheitelumbiegung lässt sich jedoch anhand der zahlreichen gemessenen Fallzeichen mit Sicherheit konstruieren.

Östlich des Dorfes Castagnola steht am Ufer des Luganersees ein isolierter Klotz von steil stehenden, stark zerrütteten Dolomiten an, die sich lithologisch am besten mit Hauptdolomit vergleichen lassen. Diese Dolomite gehören vermutlich einer grösseren Scholle an, welche entlang einer ca. N 70 W streichenden, etwas gegen Süden einfallenden Störung der Synklinale des M. Brè aufgeschoben ist (Tafel VII, Profil 2).

Nördlich des M. Brè tritt der liegende Hauptdolomit an die Oberfläche und bildet eine schmale Antiklinale, die wir nach dem betreffenden Bacheinschnitt Cassone-Antiklinale benannt haben.

Die Cassone-Antiklinale.

Die in dem stark zerrütteten Hauptdolomit des Cassoneeinschnittes eingemessenen Schichtflächen lassen sich um eine Drehachse ordnen, welche N 65–80 W streicht und ca. 10–20 Grad gegen NW einfällt (Fig. 12, Nr. 2). Da keine Scheitelumbiegung sichtbar ist, darf daraus nicht mit Sicherheit auf eine entsprechende Faltenachse geschlossen werden, die jedoch sehr wahrscheinlich vorhanden ist, da das Streichen dieser Drehachse mit demjenigen der Faltenachsen in den Kieselkalken übereinstimmt.

Gegen Norden trennt eine in ihrem Verlauf mehrfach geknickte Störung die Cassone-Antiklinale vom Südschenkel der M. Boglia-Synklinale (Tafel VII, Profil 2). Diese Störung ist am Südhang des M. Boglia, unmittelbar nördlich gegenüber dem Gipfel des M. Brè zwischen Q. 700 und 800 auf kurze Strecke aufgeschlossen. Sie streicht hier ca. N 70 W und steht nahezu senkrecht. Gegen Westen biegt sie nach Norden ab und vereinigt sich oberhalb des Dörfchens Curreggia mit der Luganerlinie. Gegen Osten lässt sich die Störung bis ins Cassonetobel unterhalb des Dörfchens Brè verfolgen, wo sie unter Moränen und Stauschottern verschwindet. An den Abhängen südlich Brè liess sich die Störung der starken Überwachsung wegen im Gelände nicht mehr direkt beobachten. Anhand der

in den Kieselkalken eingemessenen Schichtfallen können wir sie jedoch bis ans Ufer des Luganersees, nördlich Gandria durchkonstruieren. Wir deuten diese Störung als steile Aufschiebung, deren Südflügel um min. 500 m höher liegt.

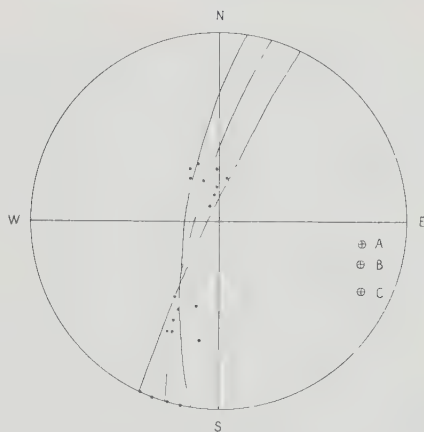


Nr. 1. M. Boglia Synklinale.

Kreise: Falten oberhalb Oria und Albogasio (Italien). Faltenachse N 75–80 W, 20–30 NW, A.

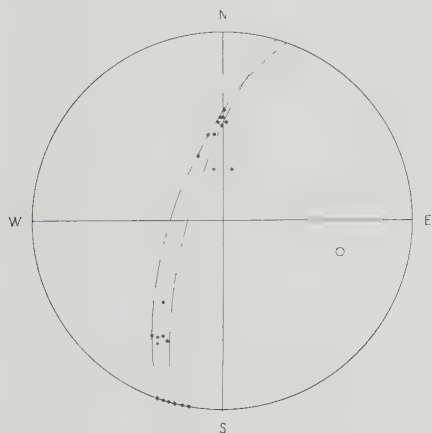
Kreuzchen: Falten am Südhang des M. Boglia, NE des Dörfchens Brè. Faltenachse N 65–75 W, 15–30 NW, B.

Punkte: Falten am NW-Hang des M. Boglia, oberhalb Cureggia. Faltenachse N 60–70 W, 0–10 NW, C.

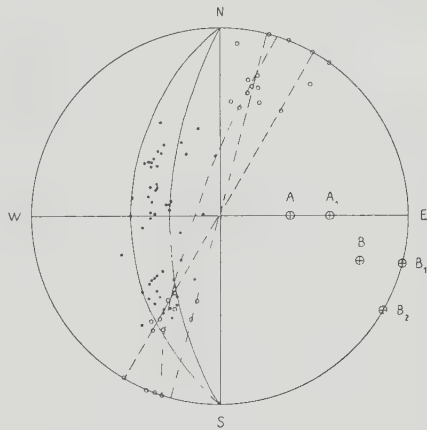


Nr. 2. Cassone Antiklinale.

Schichtflächen des Hauptdolomits. Faltenachse N 65–80 W, 10–20 NW.



Nr. 3. Falten im Rhät der Cresta della Torre.
Achsenrichtung N 70–75 W, 20–30 NW.



Nr. 4. M. San Salvatore.

Punkte: Zentrale Mulde. Faltenachse EW 40–60 W, A₁ und A₂.

Kreise: Aufwölbung und Rückkippung bei Cap San Martino. Faltenachse N 60–70 W, 0–15 NW, B₁ und B₂.

Die aberranten Streichrichtungen der Scholle von Ciona sind weggelassen.

Fig. 12. Tektonische Diagramme. Stereographische Projektion (WULFESCHES NETZ) der Pole eingemessener Schichtflächen.

Die Projektionspunkte sind mit Kreuzchen, Kreisen oder Punkten markiert. Die dazu gehörenden Grosskreise sind als Linie, gestrichelte Linie oder Strich-Punkt-Linie dargestellt. Die konstruierten Faltenachsen sind mit einem Kreis mit eingeschlossenem Kreuz bezeichnet.

Dieser Aufschiebung, zusammen mit der raschen Mächtigkeitszunahme der Kieselkalke gegen Osten, ist es zuzuschreiben, dass das Dolomitgewölbe des Cassone, trotz des westlichen Axialgefälles an den Südhängen des M. Boglia nicht mehr an die Oberfläche tritt.

Die Synklinale des M. Boglia.

Wie die Profile 9 und 11 der Tafel VII zeigen, setzt sich diese Synklinale aus einer Reihe gegen Norden ansteigender Knickfalten zusammen. Die nördlichste dieser Teilmulden lässt sich am Südhang des M. Boglia oberhalb Oria und Albogasio beobachten. Die Achse dieser Mulde streicht N 75–80 W und fällt mit 20–30 Grad gegen NW. Der zentrale Teil der M. Boglia-Synklinale ist an den steilen Abstürzen des M. Boglia NE des Dorfes Brè aufgeschlossen. Die Scheitelumbiegung der Synklinale ist hier in zahlreiche Knickfalten aufgelöst, die ein gemeinsames Streichen von N 65–75 W zeigen mit einem Axialgefälle von 15–30 Grad gegen NW. Am Nordwesthang des M. Boglia oberhalb des Dorfes Curreggia ist dieser zentrale Teil der Synklinale erneut sichtbar. Die Faltenachsen streichen hier N 60–70 W mit sehr schwachem Axialgefälle von 0–10 Grad gegen NW. Die Synklinale des M. Boglia zeigt somit von Ost nach West ein deutliches Abnehmen des Axialgefälles, verbunden mit einem leichten Umbiegen der Achsen gegen Norden (Diagramm Fig. 12, Nr. 1).

Nördlich des M. Boglia tritt unter dem Nordschenkel der Synklinale das liegende Rhät an die Oberfläche. Wir werden uns mit der Tektonik dieser Schichten im folgenden Abschnitt befassen.

b) Die Rhätzone der Val Solda.

Das Lombardische Rhät, mit seinen reich gegliederten Serien von Kalken, Mergeln und Dolomiten zeigt viel regelmässiger Faltenbilder als die Kieselkalke. In der westlichen Val Solda bilden zahlreiche Dolomitbänke gute Leithorizonte, die sich auch im Gelände leicht verfolgen lassen. Trotz dieser Vorteile ist eine sichere Konstruktion von tektonischen Profilen in der Rhätzone nur an wenigen Stellen möglich. Schwierig zu erfassende Strukturen und Störungen, die mit der M. Gröna-Linie, vor allem mit deren Umbiegen in den Denti della Vecchia zusammenhängen, treten hier schon stark in den Vordergrund. Weitere Komplikationen erzeugen steil stehende Hauptdolomitschuppen, welche keilartig ins Rhät eindringen (z. B. Tafel VII, Profil 6).

Im wesentlichen zeigt das Rhät denselben Faltenbau wie die hangenden Kieselkalke. Es lassen sich zwei treppenartig gegen Norden ansteigende Falten erkennen, die von zahlreichen Störungen durchzogen sind. Dadurch, dass die Synklinolumbiegungen dieser Falten durch Aufschiebungen zerrissen sind, tritt der Stufenbau in dieser Zone besonders deutlich hervor.

Eine erste Stufe bildet das Gewölbe der Cima Saletta (Profil 9). Dieses Gewölbe ist auf die nächstfolgende Rhätstufe um den Betrag von ca. 3–400 m aufgeschoben. An der Aufschiebung lässt sich im Rhät des Südflügels eine stirnartige Umbiegung erkennen. Die Faltenachse dieser Umbiegung streicht ungefähr EW und fällt mit ca. 30 Grad gegen W ein. Am Grenzkamm, westlich der Cima Saletta trägt diese erste Rhätstufe eine Kappe von liasischen Kalken und Dolomiten. Dasselbe Gestein finden wir als schmalen Keil in die Aufschiebung eingeklemmt.

Die nördlich anschliessende Rhätstufe zeigt die schönsten Faltenbilder unseres Gebietes. Die Faltenachsen dieser prächtig geschwungenen Knickfalten streichen ca. N 70–75 W und fallen mit ca. 20–30 Grad gegen NW ein. Diese Rhätstufe ist nördlich des M. Speluccho von einer steil stehenden Störung ange-

schnitten. Wir werden auf diese Störung, deren Vertikalbewegung jedenfalls sehr gering ist, später noch zu sprechen kommen. Im Nordflügel dieser Störung bildet das Rhät eine schmale Synklinale, deren Faltenachse EW streicht und mit ca. 45 Grad gegen Westen abtaucht.

Wie die Profile 11 und 14 (Tafel VII) zeigen, ist in den beiden letzteren Strukturen der liegende Hauptdolomit bereits aufgeschlossen. Der Zusammenhang zwischen den Strukturen des Rhät und des Hauptdolomits ist jedoch durch die oben erwähnte Störung unterbrochen. Bevor wir auf diese komplizierten Störungen an der Grenze zwischen Rhät und Hauptdolomit eingehen können, müssen wir uns mit den Strukturen des mächtigen Hauptdolomits der Val Solda befassen.

c) Die Hauptdolomitzone der nördlichen Val Solda.

Mit dem Erscheinen des Hauptdolomits verändert sich das Landschaftsbild unseres Gebietes vollständig. Für Rhät und Kieselkalke waren von üppigem Buschwald überwucherte Hänge oder, wo diese gerodet wurden, ausgedehnte Alpweiden charakteristisch. Im Gebiet des Hauptdolomits beherrschen steile Felswände, die nur spärlich Raum für Wald und Weide übrig lassen, das Landschaftsbild. Die grobbankigen, brüchigen Dolomite sind stets von unzähligen Kluftscharen und Ruschelzonen durchzogen. Beim nähern Hinzutreten lösen sich denn auch die aus der Ferne einheitlich erscheinenden Felswände in einem Wald von unförmigen Türmen und Zacken auf, in welchem nur selten Anzeichen von Schichtung und Bankung sichtbar sind. Wie das in unseren Profilen zum Ausdruck kommt, kann im Gebiete des Hauptdolomits von einer Faltung kaum mehr gesprochen werden. Die Dolomite der nördlichen Val Solda (Profil 14) machen den Eindruck einer zerborstenen, von zahlreichen Brüchen durchsetzten Platte, die erst sehr steil, dann etwas flacher gegen Norden ansteigt. Die in den Profilen eingezeichneten Störungen sind stets von Ruschelzonen, die zum Teil über 100 m mächtig werden, begleitet.

Im Hintergrund der Val Solda, deren flache Terrassen in steil stehenden Rhätschichten eingeschnitten sind, tritt der Hauptdolomit entlang einer EW verlaufenden Störung an die Oberfläche. In den Felswänden westlich des Taleinschnittes der Alpe di Puria lässt sich beobachten, wie der zunächst steil gegen NW einfallende Hauptdolomit zu einem Gewölbe umbiegt. Dieses Gewölbe ist in Profil 10 unter dem Rhät der Costa di Ciappei dargestellt. Die Faltenachse dieser stufenartigen Umbiegung streicht ca. N 70 W und fällt mit ca. 30 Grad gegen NW ein. Die nördlich anschliessende Synklinale zeigt bereits EW-Streichen, was mit dem Umbiegen der M. Grona-Linie in den Denti della Vecchia zusammenhängt.

In den Dolomiten östlich des Taleinschnittes der Alpe di Puria sind die oben beschriebenen Strukturen kaum mehr angedeutet. Südlich des Sasso di Mont lässt sich ein leichtes Verflachen des Hauptdolomits beobachten. Das Gewölbe der Costa di Ciappei scheint hier in mehrere Blöcke aufgelöst zu sein (Profil 14).

In der Runse nördlich des Sasso di Mont sind schwarze Mergel, wie wir sie aus dem untersten Rhät der Val Solda kennen, in eine EW verlaufende Störung eingeklemmt. Wir deuten diese Störung als steil stehende Aufschiebung, deren Südflügel um einen hier nicht zu ermittelnden Betrag gehoben wurde. Eine ähnliche Störung, die von mächtigen Ruschelzonen begleitet ist, zieht nördlich der Cima di Noga durch. Nördlich der Cima di Noga bis zum Grenzkamm biegt der Hauptdolomit flexurartig ab. Am Nordhang der Cima di Noresso treten die liegenden Raiblerschichten an die Oberfläche. Diese Schichten überlagern unmittelbar das Grundgebirge. Hauptdolomit und Raiblerschichten sind in dieser Zone enorm

zertrümmert. Wir sind hier bei einer Störung angelangt, die wir bereits in der Einleitung als M. Grona-Linie bezeichnet haben, mit welcher wir uns im folgenden Abschnitt befassen werden.

Wir fassen unsere Beobachtungen im Gebiet des Hauptdolomits der Val Solda kurz zusammen:

Im Hintergrund der Val Solda tritt der Hauptdolomit entlang einer EW verlaufenden Störung unter dem Rhät hervor. Diese Störung schneidet ein stufenartiges Gewölbe mit N 70 W-Streichen schief ab. An dieses Gewölbe schliesst sich im Gebiete westlich der Alpe di Puria eine schmale EW streichende Synklinale. Diese beiden Strukturen sind in den Dolomiten westlich des Taleinschnittes der Alpe di Puria kaum mehr zu erkennen. Der Hauptdolomit steigt hier als von zahlreichen Störungen durchzogene Platte gegen Norden an und verflacht in der Nähe der Grenze Schweiz-Italien. Die EW streichenden Aufschiebungen stehen im Zusammenhang mit der M. Grona-Linie, die nördlich der Cima di Noresso durchzieht.

2. Die M. Grona-Linie (s. Fig. 11, p. 133)

Diese eigenartige Störung bildet die Nordgrenze der Sedimente unseres Arbeitsgebietes. Die im Gelände gut hervortretende Linie zieht von Acquaseria am Comersee in E—W-Richtung zur Bocchetta di San Bernardo an der Grenze zwischen der Schweiz und Italien. Im Gebiet der Denti della Vecchia beginnt die Linie in weitem Bogen gegen SW umzubiegen und scheint am SW-Ende der Denti della Vecchia, östlich Cadro abzubrechen.

a) Abschnitt Comersee—Val Rezzo (Fig. 13).

Wir befassen uns zunächst mit dem östlichen Abschnitt dieser Linie von Acquaseria bis in die Val Rezzo. Vom Gipfel des M. Grona gegen Westen durchschneidet die M. Grona-Linie als senkrecht stehende Störung alle Taleinschnitte. Die im allgemeinen N 50—60 W streichenden steil stehenden Hauptdolomitplatten nördlich des Quertales von Porlezza werden von dieser Störung schiefwinklig abgeschnitten, oder biegen erst in deren unmittelbarer Nähe in das EW-Streichen um. An der Störungsfläche treten vereinzelte Schubfetzen von Karbonkonglomeraten auf, ferner stark verruschelte Reste von bunten Raiblermergeln. Wir haben uns mit diesen Bildungen im stratigraphischen Teil bereits eingehend befasst (p. 100). Am Osthang der Val Cavargna ist die Störung verschuppt.

Über die Natur der M. Grona-Linie gibt uns keiner dieser tiefen, gut aufgeschlossenen Taleinschnitte irgendwelche sichere Auskunft. Etwas eindeutiger sind die tektonischen Verhältnisse am Osthang des M. Grona gegen den Comersee (vgl. Fig. 13). Über der Servino-Verrucano-Serie der Gaeta folgen mit nahezu 1500 m Mächtigkeit die Salvatoredolomite, darüber bei Nobiallo die Raiblerschichten und unmittelbar vor Menaggio der Hauptdolomit. Auf der Linie Acquaseria—Breglia werden die Raiblerschichten, die Salvatoredolomite und die Servino-Verrucano-Serie samt dem liegenden Grundgebirge von einer ca. EW verlaufenden Störung senkrecht abgeschnitten. Von Breglia bis zum Gipfel des M. Grona liegt der Hauptdolomit unmittelbar auf dem Grundgebirge und ist nördlich dieses Dörfchens mit diesem verschuppt. Zur Deutung dieses Profils, das wir bereits im stratigraphischen Abschnitt (p. 116 ff.) kennengelernt haben, stehen uns zunächst mehrere Wege offen, die wir nacheinander diskutieren werden.

Die mächtigen dolomitischen Breccien an der Basis des Hauptdolomits des M. Grona, und vor allem die bunten Kalkbreccien der „Marmorbrüche“ von Ligomeno an der Obergrenze der Raiblerschichten, liessen uns zunächst an eine

Transgression des Hauptdolomits nach Entstehung des Bruches Acquaseria-Breglia über ein später steil gestelltes Relief denken. Das vollständige Fehlen von Grundgebirgsmaterial in diesen Breccien macht eine solche Annahme unwahrscheinlich. Ausserdem ist die Grenzfläche zwischen Kristallin und Hauptdolomit durchgehend tektonischer Natur. An Stelle einer Transgression des Hauptdolomits gegen Norden wäre aus diesem Grunde eine Überschiebung über ein altes Relief mit bereits abgetragener unterer Trias, schon wahrscheinlicher. Statt einer solchen Reliefüberschiebung, für welche keinerlei Anzeichen vorhanden sind, liesse sich auch eine steile Aufschiebung über eine vorher entstandene Bruchfläche denken.

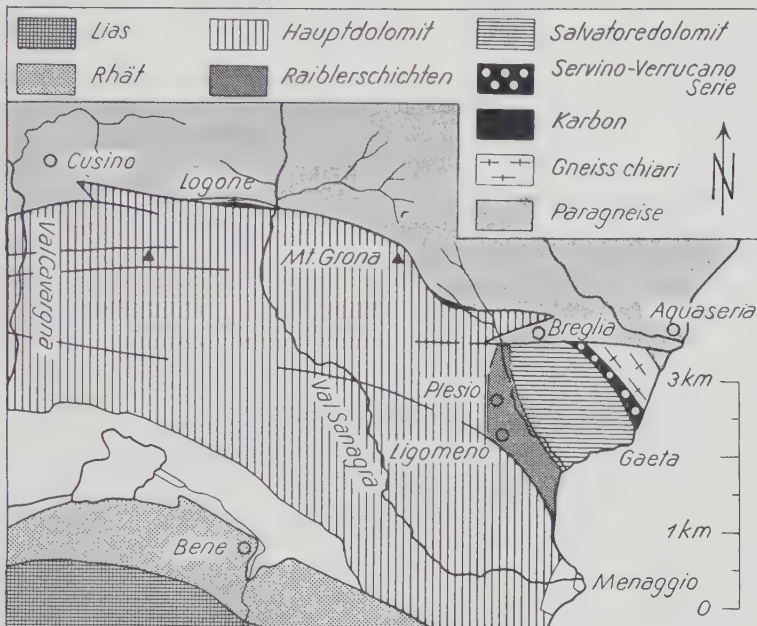


Fig. 13. Tektonische Skizze der Umgebung von Menaggio am Comersee, im Masstab 1:100000.

Als viel näherliegende Lösung scheint uns jedoch die Annahme einer Abschleppung des Hauptdolomits über einer steil stehenden, später verschuppten, flexurartigen Störung. Der Nordflügel dieser EW verlaufenden Störung liegt gegenüber dem Südflügel um mindestens 1500 m höher. Raiblerschichten, Salvatoredolomit und die Servino-Verrucano-Serie samt ihrer unmittelbaren kristallinen Unterlage rissen entlang dieser Störung ab, während sich der Hauptdolomit als mehr oder weniger zusammenhängender Mantel darüberlegte.

Es ist interessant, festzustellen, dass auch die tieferliegenden kristallinen Gesteine dieses flexurartige Abtauchen zeigen. Die keilartige Verschuppung des Hauptdolomits, nördlich Breglia, muss durch eine Verschuppung der bereits vorhandenen Störung erklärt werden.

b) Abschnitt Val Rezzo-Pairolo (Fig. 11).

Die vom M. Grona bis zum Talboden der Val Rezzo senkrecht stehende Grenzfläche zwischen Kristallin und Hauptdolomit beginnt westlich dieses Tales

gegen Süden einzufallen. Zugleich erscheinen zwischen dem mächtigen Hauptdolomit und dem kristallinen Grundgebirge die Sedimente der Raiblerschichten und der Servino–Verrucano-Serie.

Wir befassen uns zunächst mit dem von den Profilen 10 bis 14 durchschnittenen Abschnitt der M. Grona-Linie von der nördlichen Val Rezzo bis nach Pairolo. Wenn wir den Verlauf des Hauptdolomits am Nordrand dieser Profile verfolgen, wird uns dessen flexurartiges Abtauchen deutlich. Unter dem Hauptdolomit treten von der Val Rezzo bis in die Denti della Vecchia fast durchgehend die Gesteine der Raiblerschichten und der Servino–Verrucano-Serie auf.

Diese geringmächtigen Serien sind stets stark tektonisch beansprucht und reissen stellenweise ab. Das Fehlen der Salvatoredolomite in diesem Gebiete haben wir bereits im stratigraphischen Teil unserer Arbeit besprochen (p. 118 ff.). Die Auflagerungsverhältnisse der Raiblerschichten liessen uns annehmen, dass die Salvatoredolomite gegen NW rasch an Mächtigkeit abnehmen und die Raiblerschichten stellenweise bis auf das Grundgebirge reichen.

Die oberste Einheit des Grundgebirges bilden von der Val Rezzo bis ans Südende der Denti della Vecchia die Gneise der Luganerdecke, mit den eingeschuppten und überfahrenen Karbonresten. Wir haben uns mit diesen Strukturen bereits eingehend befasst (p. 101 ff.). Das Kristallin zeigt im allgemeinen dasselbe flexurartige Abtauchen wie die Sedimente, nur nördlich der Cima di Norezzo (Profil 14) zeigen sich Divergenzen in der Streichrichtung.

Im Gebiet NE Pairolo ist die M. Grona-Linie durch eine EW verlaufende Störung verschuppt.

c) Abschnitt Denti della Vecchia.

Eine auffällige Erscheinung im geologischen Kartenbild ist das flach S-förmige Umbiegen der M. Grona-Linie in den Denti della Vecchia. Der Hauptdolomit, welcher die hellen Felszacken dieser Kette bildet, streicht in den Sassi Palazzi EW und steht senkrecht. Weiter südlich, im Gebiet des Sasso Grande biegen die mächtigen Dolomitplatten in die N 50–60 E-Richtung ab (vgl. Tafel VI). Dieses Streichen hält bis ans SW-Ende der Denti della Vecchia an, wo wir erneut ein Umbiegen in die EW-Richtung beobachten können. Der Hauptdolomit fällt an dieser Umbiegung als tektonisch stark zerrüttete Platte mit ca. 45 Grad gegen Süden ein. Wie das in Profil 5 dargestellt ist, keilt diese Platte gegen unten aus und wird im Bacheinschnitt des Torrente Varone von einer EW verlaufenden Störung abgeschnitten. Über diesem Hauptdolomit erscheinen erneut die Raiblerschichten, überlagert von einer mächtigen Hauptdolomitplatte, die, wie schon p. 136 erwähnt, keilartig ins Rhät eindringt.

Die Schichten im Liegenden des Hauptdolomits, am NW-Fuss der Denti della Vecchia, zeigen im wesentlichen die oben beschriebenen Strukturen. Die Schichten folgen dem Umbiegen des Hauptdolomits, fallen jedoch bedeutend weniger stark ein und sind von mehreren Querstörungen durchsetzt. Die in Profil 7 dargestellte antiklinale Aufschuppung streicht schief zur M. Grona-Linie. Die Falten innerhalb der Raiblerschichten zeigen N 80 W verlaufende Achsen, die mit ca. 40 Grad gegen E eintauchen. In der Servino–Verrucano-Serie, welche von dieser Aufschuppung mitgenommen wurde, lässt sich eine N 70 W streichende, ca. 15 Grad gegen E einfallende Achse feststellen. Etwa 200 m südlich der beschriebenen Aufschuppung lässt sich eine weitere Querstörung beobachten. Der Südflügel dieser Störung liegt gegenüber dem Nordflügel um ca. 80 m zu tief. Wie das die geologische Karte zeigt, schneiden diese beiden Querstörungen aus dem Salvatoredolomit des Südfusses der Denti della Vecchia eine trapezförmig begrenzte

Scholle, welcher gegenüber den angrenzenden Schichten gehoben scheint. In der Längsrichtung dieser Scholle verläuft eine weitere Störung, entlang welcher die Raiblerschichten gegen SE abgeschleppt sind.

In den Felswänden südlich dieser Störungen biegen die Salvatoredolomite in die EW-Richtung um. Durch eine NW-lich vorgelagerte Schuppe sind hier Raiblerschichten und Salvatoredolomite verdoppelt. Der Salvatoredolomit der vorgelagerten Schuppe steckt keilartig im Kristallin. Nach dem Verlauf der Streichrichtungen können wir annehmen, dass es diese Schuppe ist, welche weiter im Süden S-förmig umbiegt und den Sedimentkeil von Cadro bildet. Dieser Sedimentkeil wird im Bachbett des Torrente Varone von einer EW verlaufenden Störung abgeschnitten. Das Kristallin des Südflügels dieser Störung ist um den Betrag von ca. 1000 m an den Sedimenten emporgehoben (Profil 3 und 4, vgl. auch p. 144).

Wir fassen die wichtigsten tektonischen Beobachtungen in diesem westlichen Abschnitt der M. Gröna-Linie nochmals kurz zusammen.

Die M. Gröna-Linie zeigt in den Denti della Vecchia ein S-förmiges Umbiegen gegen SW, das sich vor allem im Hauptdolomit gut beobachten lässt. Raiblerschichten, Salvatoredolomit und Servino Verrucano-Serie zeigen im wesentlichen dieselbe Struktur, doch ist hier der gleichmässige Schichtverlauf durch mehrere Querstörungen unterbrochen. Am Aussen- wie auch am Innenrand der südlichen Umbiegung sind sowohl Hauptdolomit als auch Salvatoredolomit und Raiblerschichten durch vorgelagerte Schuppen verdoppelt. Die Hauptdolomitschuppe dringt keilartig ins Rhät vor, während die Salvatoredolomite des Bogeninnenrandes mit dem Kristallin verkeilt sind. Diese innere Schuppe setzt sich sehr wahrscheinlich in den Sedimentkeil von Cadro fort. Diese beiden Schuppen lassen sich am einfachsten durch transversale Verschiebungen erklären. Die Salvatoredolomite des Sedimentkeils von Cadro scheinen vom Dolomit der Denti della Vecchia abgerissen und nach Norden vorgeschoben. In ähnlicher Weise können wir uns die südliche Hauptdolomitschuppe seitlich ins Rhät eingekellt denken.

Alle diese Strukturen werden im Einschnitt des Torrente Varone von einer EW streichenden Störung abgeschnitten.

3. Die Luganerlinie

Über die Erforschungsgeschichte dieser wichtigen Störungslinie haben wir bereits im stratigraphischen Teil unserer Arbeit einiges mitgeteilt. Das Studium der Sedimentationsverhältnisse des Luganergebietes führte zum Schlusse, dass sich während der Ablagerung des Hauptdolomits, des Rhät und des untern Lias im Ostflügel dieser Linie ein tiefes Sedimentationsbecken bildete (Generosobecken) gegenüber einer Schwelle mit reduzierter oder fehlender Sedimentation im Westen (Luganerschwelle). Anhand der Mächtigkeitsunterschiede der Sedimente konnten wir das relative Absinken der zentralen Teile dieses Beckens gegenüber der Schwelle auf ca. 2500 m schätzen.

Die Luganerlinie in ihrer heutigen Ausbildung als Verwerfung (Luganer Hauptverwerfung von A. BISTRAM 1905), lässt sich, wie wir später sehen werden, nur im Zusammenhang mit der alpinen Faltung erklären und scheint mit der Absenkung des Generosobeckens nur in indirektem Zusammenhang zu stehen.

Die zahlreichen, sich oft in wesentlichen Punkten widersprechenden Deutungsversuche dieser Störung, lassen vielleicht vermuten, dass es sich um sehr komplizierte Strukturen handelt. Die Feldbefunde enttäuschen in dieser Hinsicht. Die Luganerlinie als tektonische Erscheinung ist stets einfach und im allgemeinen

genügend aufgeschlossen. Grössere Schwierigkeiten bereiten erst bewegungsmechanische Deutungsversuche.

Von Mendrisio bis in die Gegend von Cadro zeigt sich die Luganerlinie stets als steil stehende, mehrfach geknickte und sich verzweigende Verwerfung. Da die Tektonik der beiden Flügel, sowohl in der Richtung, als auch in der Art der Strukturen verschieden ist, wechselt der Betrag der Verwerfung von Ort zu Ort. Im Durchschnitt liegt der Ostflügel über 1000 m tiefer.

Als nördliche Fortsetzung jener Störung, welche von Mendrisio bis Caprino die Kieselkalke des Generosogebietes von den Porphyren, im Norden von der Triasscholle von Campione trennt, setzt die Luganerlinie am Südhang des M. Brè, östlich Castagnola in unser Gebiet ein. Wir gehen in unserer Beschreibung von Süden nach Norden vor und beginnen am Südfuss des M. Brè.

Wie wir bereits beschrieben haben, gehören die gegen NW einfallenden Kieselkalke, welche die Gandriastrasse östlich Castagnola in mehreren Galerien durchquert, zum Südschenkel der M. Brè-Synklinale. Am Seeufer beim Ostausgang des Dorfes Castagnola ist ein isolierter Klotz von steil stehenden, stark zerrütteten Dolomiten sichtbar, die wir zum Hauptdolomit stellten. Diese Dolomite bilden vermutlich den Nordrand einer grösseren Scholle, welche auf die M. Brè-Synklinale entlang einer N 70 W verlaufenden Verwerfung aufgeschoben ist. Eine weitere Störung muss im SW dieser Dolomite durchziehen, da in einer Runse unterhalb der Kirche von Aldesago bis zur Gandria-Strasse bereits dunke Paragneise in flacher Lagerung anstehen. Diese Störung, welche die Dolomite gegen das Grundgebirge begrenzt, entspricht der Luganerlinie.

Etwas besser aufgeschlossen ist die Linie NE-lich oberhalb Aldesago. Die Kieselkalke der M. Brè-Synklinale werden hier von einer senkrecht stehenden N 40 E streichenden Verwerfung abgeschnitten. Eingeklemmt zwischen den Kieselkalken und den Gneisen des Grundgebirges tritt im NW-Flügel dieser Störung eine schmale Lamelle permischer, bzw. untertriadischer Gesteine auf. Es handelt sich um eine Lage brecciöser Quarzporphyre, gefolgt von den Gesteinen der Servino-Verrucano-Serie. An der Störung treten vereinzelt Schubfetzen eines hellen Dolomites auf. Bei Q. 670 an der Autostrasse nach Brè knickt die Störung in die NNW-Richtung um. Dieser Knick macht den Eindruck einer aus den Kieselkalken herausgeschnittenen Kerbe. Weder setzt sich eine der beiden Richtungen in den Kieselkalken fort, noch zeigen diese irgendwelche Zeichen entsprechender tektonischer Beanspruchung, wie Verbiegungen oder Stauchungen.

Am Westhang des M. Brè beschreibt die Luganerlinie einen nach Westen ausholenden Bogen und durchschneidet dann als N 70 E streichende, senkrecht stehende Verwerfung den steilen Einschnitt des Cassonetobels. Ungefähr in der Mitte dieses Bogens, in einer Runse, welcher der Funicolare des M. Brè folgt, dringt das Kristallin keilartig in die Kieselkalke. Unmittelbar vor dem Tunnelzugang der Seilbahn stehen am Bahndamm mehrere isolierte Klötze von stark zermürbten kristallinen Gesteinen an. Es handelt sich zum Teil um zerrüttete Gneiss chiari, zum Teil um verkieselte Quarzsandsteine.

Diese Aufschlüsse wurden von O. SEITZ (1917) eingehend beschrieben. Nach den Aussagen eines Ingenieurs sollen alle Fundamente der Bahn bis zum Tunnelzugang in zermürbtem kristallinem Schiefer liegen. Dieses keilartige Eindringen des Kristallins in die Kieselkalke der M. Brè-Synklinale lässt sich am einfachsten durch die Annahme einer seitlichen Verschuppung der Luganerlinie erklären.

Die besten Aufschlüsse an der Luganerlinie unseres Arbeitsgebietes finden sich im Bacheinschnitt des Cassone N des M. Brè. Die Grenzfläche zwischen dem kristallinen Grundgebirge im Westen und den Dolomiten im Osten ist hier wie

mit dem Messer geschnitten. Die Gneiss chiari im Westflügel sind enorm zertrümmert und zerschert. An der Grenzfläche treten Schubsetzen von buntem Raiblermergel auf.

Am Nordhang des Tobels auf Q. 560, über einem Fussweg, der von Cureggia nach Brè führt, lässt sich erneut ein Umknicken der Verwerfung in die N 20 W-Richtung beobachten. Kristallin und Sedimente sind an dieser Stelle stark miteinander verkeilt und verschuppt. Die Grenzfläche scheint gegen Norden einzufallen. Unmittelbar über dem Kristallin treten isolierte Schubspäne eines verkieselten Quarzsandsteines auf. Darüber folgen Schollen einer 2–3 m mächtigen dolomitischen Breccie; dann setzen mit grösserer Mächtigkeit dunkle körnige Dolomite mit Kieselknauern ein, wie wir sie aus den Raiblerschichten kennen. Im Hangenden folgt nach einer breiten Schuttzone der Hauptdolomit der Cassone-Antiklinale.

Bis zum Südrand der Terrasse von Cureggia auf Q. 740 ist die Luganerlinie unter mächtigen Bergsturzmassen verborgen. An dieser Stelle ist sie als senkrecht stehende Störung mit N 20 W-Streichen aufgeschlossen. Im Westflügel der Störung ist eine schmale Schuppe Gneiss chiari sichtbar, darunter dunkle Paragneise (Profil 1, Tafel VII). SW der Alpe Bolla, bei Preda grossa, teilt sich die Luganerlinie in zwei Äste auf. Trotz der starken Moränenbedeckung lässt sich der westliche Ast bis zum Pian Soldino auf Q. 840 weiterverfolgen, da sich die Störung vor allem im Gelände gut abzeichnet. Die Luganerlinie streicht in diesem Abschnitt N 30–35 E und steht nahezu senkrecht. In der Umgebung des Pian Soldino scheint die Linie gegen Osten umzubiegen und an einer Querstörung seitlich versetzt. Mächtige Schutt- und Bergsturzmassen machen hier genauere Angaben unmöglich. Unter den Felswänden der Salvatoredolomite, N unterhalb der Alpe Bolla ist die Luganerlinie erneut aufgeschlossen. Sie zeigt hier wieder N 30–35 E-Streichen und wird im Torrente Varone von einer EW streichenden Störung, auf die wir später noch zu sprechen kommen werden, abgeschnitten.

Der östliche Ast der Luganerlinie trennt eine Reihe mehr oder weniger flach liegender Trias-Lias-Schollen von den Kieselkalken der M. Boglia-Synklinale. Die südlichste, grösste dieser Schollen besteht zur Hauptsache aus stark zerrütteten Salvatoredolomiten. Nördlich Preda grossa, unterhalb des Weges, der zur Alpe Bolla führt, treten noch Reste der hangenden Raiblerschichten auf. Es handelt sich hier vorwiegend um dunkle, gebankte, zum Teil feinschieferige Dolomite und dolomitische Sandsteine der untern Raiblerschichten. Ebenso sind NW unterhalb der Alpe Bolla, Q. 1000, stark verruscelte, bunte Raiblermergel aufgeschlossen. Durch zwei weitere Verzweigungen des östlichen Astes der Luganerlinie werden dieser Scholle zwei kleinere Schollen aus liasischen Gesteinen angegliedert. Eine erste bildet die Hügel SW der Alpe Bolla, auf welchen das Roccolo und die Kapelle des San Pietro stehen. Es handelt sich um Dolomite des untern Lias mit Einlagerungen von dunklen, splitterigen Lumachellenkalken und Oolithen. Die östlich anschliessende Liasscholle besteht vorwiegend aus steil stehenden Kieselkalken. Auffällig ist eine herauswitternde helle Kalkbank mit kleinen runden Kieselkonkretionen. Diese Scholle scheint leicht abgesackt zu sein.

In der Runse, welche von den Alphütten der Alpe Bolla zum Pian Soldino führt, zieht die erwähnte Querstörung durch, an welcher die Luganerlinie versetzt erscheint. NE dieser Störung treten zwei weitere gegen Norden einfallende Schollen auf. Die Salvatoredolomite der ersten Scholle bilden die Felswände der Sassi Bottigei, welche nördlich der Alpe Bolla ins Tal hinunterziehen. Darüber folgen stark verfaltete Raiblerschichten. Der hangende Hauptdolomit bildet die Felsköpfe zu beiden Seiten des Pian Biscagno (Grenze Schweiz–Italien). Diese drei

Schichtglieder scheinen gegeneinander bewegt, so dass vor allem die Raiblerschichten nördlich der Alpe Bolla verfaltet und ausgequetscht wurden. Eine weitere Querstörung trennt den Hauptdolomit von der östlich anschliessenden Rhätscholle. Diese Störung ist im Weg, der von der Alpe Bolla (Schweiz) zur Alpe Bolgia (Italien) führt, ca. 100 m östlich des Grenzüberganges gut aufgeschlossen. Die Rhätscholle zeigt eine wechselreiche Serie von Kalken und Mergeln mit Einlagerungen von hellen Dolomitbänken, die im Gelände gut hervortreten. Im Querprofil (EW) bilden diese zwei Schollen zusammen mit dem Kristallin eine gegen Osten abfallende Bruchterasse, welche entlang einer EW verlaufenden Störung an den nördlichen Sedimenten emporgeschoben wurde. Wir sind damit am Nordende der Luganerlinie angelangt und fassen unsere Beobachtungen noch einmal kurz zusammen.

Die Luganerlinie trennt als mehr oder weniger senkrecht stehende Verwerfung vom M. Brè bis zum Torrente Varone östlich Cadro die Sedimente im Osten vom kristallinen Grundgebirge im Westen. Im Gebiet des M. Brè ist diese Verwerfung mehrfach geknickt und verbogen. Nördlich der Preda grossa teilt sich die Luganerlinie in zwei Äste. Der östliche Ast trennt eine Reihe flachliegender Schollen von den Kieselkalken der M. Boglia-Synklinale. Der westliche Ast der Luganerlinie begrenzt die Schollen gegen das kristalline Grundgebirge. Die Schollen NE der Alpe Bolla bilden zusammen mit dem Kristallin eine nach Osten absteigende Bruchterasse, welche gesamthaft an den nördlichen Sedimenten emporgeschoben wurde.

4. Zusammenfassung und Versuch einer Deutung

In der tektonischen Beschreibung unseres Arbeitsgebietes haben wir drei in ihrer Ausbildung und Richtung wesentlich verschiedene Strukturen auseinandergehalten:

Eine Faltung mit der Achsenrichtung N 60—70 W und einem Axialgefälle von 10—30 Grad gegen NW.

Eine flexurartige Störung am Nordrand unseres Gebietes, die wir M. Grona-Linie nannten.

Eine mehrfach geknickte, sich verzweigende Störung am Westrand unseres Gebietes, die Luganerlinie.

Ihrer Anlage nach stellt die Luganerlinie die älteste dieser Strukturen dar. Schon vor dem Einsetzen der alpinen Bewegungen hatte sich der Ostflügel dieser Linie um ca. 2500 m abgesenkt. Dieses langsame Absinken während der Sedimentation des Hauptdolomits, des Rhät und des untern Lias kann nicht mit einer alpin-tektonischen Bewegung verglichen werden. Auf alle späteren Bewegungen musste jedoch diese Struktur, welche die leicht beweglichen mesozoischen Sedimente im Ostflügel einer relativ starren kristallinen Scholle im Westflügel gegenüberstellte, von grosser Bedeutung sein. Vor allem musste sich dieser alte Beckenrand auf eine spätere Faltung auswirken.

Wenn wir die Tektonik der beiden Flügel der Luganerlinie vom Torrente Varone bis an den Luganersee vergleichen, fällt uns auf, dass die Sedimente im Ostflügel stark verfaltet sind, während wir im Westen eine mehr oder weniger flache kristalline Scholle vorfinden. Die Gneiss chiari folgen der Luganerlinie als beinahe flachliegendes Band auf nahezu derselben Höhenlage vom M. Brè bis nach Cadro. In der Gegend von Cureggia tritt eine Verschuppung auf, die wir später (p. 156) noch eingehend besprechen werden. Am NW-Fuss der Denti della Vecchia werden diese Gneise von der Servino-Verrucano-Serie transgressiv überlagert. Die Gneisdecke zeigt hier eine Mächtigkeit von 2—300 m. Für das unmittelbar südlich

anschliessende Gebiet, westlich der Luganerlinie dürfen wir mit einer Mächtigkeit dieser Gneisdecke von ca. 500 m rechnen. Wir erhalten so einen wichtigen Anhaltspunkt für die Höhenlage der mesozoischen Sedimente im Westflügel der Luganerlinie.

Für das Gebiet der Luganerschwelle, im Westen unseres Untersuchungsgebietes, nehmen wir eine Sedimentmächtigkeit vom Verrucano bis zum Hauptdolomit von ca. 1700 m an. Die Obergrenze des Hauptdolomits kommt somit nach den oben erwähnten Überlegungen in eine Höhenlage von ca. 2700 m ü. M. zu liegen.

Im Ostflügel der Luganerlinie wechselt die Höhenlage der Schichten natürlich mit den tektonischen Strukturen. Wir berechnen folgende Werte für die Untergrenze der Kieselkalke: M. Brè-Synklinale ca. Meereshöhe, Cassone-Antiklinale ca. 1000 m ü. M. M. Boglia-Synklinale ca. 2–300 m ü. M. Cima Saletta ca. 1100 m ü. M. Triasscholle SW der Alpe Bolla ca. 1500 m ü. M. Daraus ergeben sich folgende Verwerfungsbeträge für die Luganerlinie: M. Brè-Synklinale ca. 2700 m, Cassone-Antiklinale ca. 1700 m, M. Boglia-Synklinale ca. 2500 m, Triasscholle SW der Alpe Bolla gegenüber dem Kristallin ca. 1000 m, gegenüber der M. Boglia-Synklinale ca. 1500 m.

Um diese Werte richtig zu beurteilen, müssen wir bedenken, dass der Ostflügel der Luganerlinie schon vor dem Einsetzen der alpinen Bewegungen tiefer lag. Für die innern Teile des Generosobeckens hatten wir eine relative Absenkung von ca. 2500 m geschätzt. Dieser Wert gilt jedoch nicht für die randlichen Partien, da zum Beispiel das Rhät im Bereich des Cassone-Sattels vollständig fehlt und wir nicht mit Sicherheit wissen, ob wir den mächtigen Hauptdolomit der Val Solda ohne weiteres unter die Kieselkalke des M. Brè und M. Boglia projizieren dürfen. Mit genügender Sicherheit lässt sich jedoch die ursprüngliche Absenkung der Untergrenze der Kieselkalke des untern Lias festlegen. Wir nehmen für das Gebiet der Luganerschwelle eine Mächtigkeit des untern Lias von ca. 300 m an. Dieser Betrag dürfte eher zu hoch sein, da die Breccien und Dolomitblöcke in den Kieselkalken darauf hinweisen, dass die Trias der Schwelle im untern Lias zeitweise der Erosion zugänglich war, wie das im südlichen Luganergebiet der Fall war. Im Ostflügel der Luganerlinie übersteigen die Mächtigkeiten der Kieselkalke 1400 m. Wenn wir diese Werte einsetzen, ergibt sich für den Ostflügel der Verwerfung vor dem Einsetzen der alpinen Faltung eine Absenkung der Untergrenze des Lias von ca. 1100 m.

Die heutigen Sprunghöhen an der Verwerfung für die Untergrenze der Kieselkalke haben wir bereits abgeschätzt und können feststellen, dass diese bedeutend grösser sind als die ursprüngliche Absenkung des Beckens. Wir schliessen daraus auf folgenden Bewegungsverlauf an der Luganerlinie unseres Gebietes:

Während der Ablagerung des Hauptdolomits, des Rhät und des untern Lias senkte sich der Ostflügel der Luganerlinie. Anhand der Sedimentmächtigkeiten haben wir für die innern Teile des Generosobeckens ein relatives Absinken von ca. 2500 m berechnet. Beim Einsetzen der alpinen Bewegungen wurde der Ostflügel intensiv gefaltet, während sich der Westflügel als mehr oder weniger flache Scholle um den Betrag von ca. 1000 m hob.

In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage nach der tektonischen Struktur des ursprünglichen Randes des Generosobeckens. Wir besitzen dazu folgende Anhaltspunkte:

Die Luganerlinie, als steil stehende Verwerfung, nimmt gegen Norden an Sprunghöhe ab und durchschneidet die M. Grona-Linie nicht. Anhand der Mächtigkeit und der Ausbildung der Sedimente des Rhät und des Hauptdolomits müssen

wir annehmen, dass sich das Generosobecken ursprünglich weiter gegen Norden erstreckte. In der nördlichen Fortsetzung dieses alten Beckenrandes biegt nun die M. Grona-Linie auffällig gegen Süden um. Die M. Grona-Linie ist in unserem Untersuchungsgebiet als flexurartige Störung entwickelt. Das Umbiegen gegen Süden liesse sich durch das Zusammentreffen der M. Grona-Linie mit einer NS verlaufenden, ebenfalls flexurartigen Störung, das heisst dem Rand des Generosobeckens erklären.

Einen weiteren Hinweis auf die ursprüngliche Anlage der Luganerlinie geben uns die Verbiegungen und Knicke an der Verwerfung in der Umgebung des M. Brè.

Im Bereiche der M. Brè-Synklinale buchtet die Luganerlinie gegen Westen aus, während sie im Gebiet der Cassone-Antiklinale gegen Osten eingeknickt ist. Diese Strukturen lassen sich als Verfallung einer gegen Osten einfallenden Verwerfungsfläche deuten.

Für die Annahme eines steil gegen Osten einfallenden Beckenrandes spricht in diesem Gebiete auch der Umstand, dass die Kieselkalke mit grosser Mächtigkeit bis an die Luganerlinie heranreichen.

Der merkwürdige Knick in der Verwerfung oberhalb Aldesago deutet auf weitere Komplikationen. Da die Kieselkalke des Südschenkels der M. Brè-Synklinale keine Beeinflussung zeigen, müssen wir annehmen, dass diese Kerbe durch Strukturen der tieferliegenden Schichten bedingt ist. Es ist denkbar, dass der Hauptdolomit an der Störung aufgebogen wurde und sich bei der Faltung seitlich mit dem Kristallin verschuppte. Bei der Hebung des Westflügels konnte dann ein derart entstandener Kristallinkeil die Kieselkalke von unten her durchdringen. Alle diese Hinweise sollen nicht als Beweisführungen betrachtet werden. Es handelt sich nur um nach unserer Auffassung mögliche Interpretationen der beobachteten Strukturen.

Etwas leichter erfassbar sind die Beziehungen zwischen der NW-Faltung und der M. Grona-Linie am Nordrand der Sedimente. Die M. Grona-Linie schneidet nämlich alle NW streichenden Strukturen schief ab. Im Dolomitgebiet der innern Val Solda kommt dies besonders gut zur Geltung. Wir halten diese Störung deshalb für jünger als die Faltung. Die M. Grona-Linie scheint uns bedingt zu sein durch das Emporsteigen des nördlich anschliessenden insubrischen Kristallins. Ob ein genetischer Zusammenhang mit der Jorio-Tonale-Linie besteht, sei hier nicht diskutiert. Ihr paralleler Verlauf dürfte als Hinweis hierfür angesehen werden.

5. Der M. San Salvatore und Vergleich mit den tektonischen Strukturen des übrigen Luganergebietes

Das Gebiet der Denti della Vecchia–M. Boglia–M. Brè bildet mit dem südlich anschliessenden Generosogebiet stratigraphisch und tektonisch eine Einheit.

In der Einleitung zum Exkursionsbericht der S.G.G. (1940) finden wir die wichtigsten geologischen Daten des Generosogebietes von Prof. L. VONDER-SCHMITT kurz zusammengefasst. Wir möchten hier lediglich auf einige tektonische Analogien aufmerksam machen.

Viel auffälliger als in unserem Arbeitsgebiet tritt hier der Unterschied in der Tektonik des Ost- und Westflügels der Luganerlinie in Erscheinung. Ähnlich wie in unserem Untersuchungsgebiet wechseln auch hier die relativen Sprunghöhen der Verwerfung durch das Interferieren der verschiedenen Strukturen der beiden Flügel.

Im Gebiete von Mendrisio finden wir die Obergrenze des Hauptdolomits zu beiden Seiten auf nahezu derselben Höhe. Im Bereich des M. S. Giorgio-

Gipfels liegt die Obergrenze des Hauptdolomits im Ostflügel bereits ca. 2400 m tiefer. Dieser Betrag dürfte gegen den Scheitel des Luganer Porphyrgewölbes noch zunehmen, sinkt aber im Gebiet von Campione, nach roher Schätzung, auf ca. 1000 m.

Ein wesentlich anderes Bild ergibt sich, wenn wir statt der Obergrenze des Hauptdolomits diejenige des untern Lias als Bezugsfläche wählen, das heisst, den Betrag der Absenkung des Generosobeckens während der Sedimentation des untern Lias nicht mitrechnen.

Für das Gebiet von Mendrisio ergibt sich sodann eine Hebung des Ostflügels um ca. 400 m. Durch das gleichmässige Ansteigen der Sedimentplatte des M. S. Giorgio nimmt dieser Betrag gegen Norden rasch ab. Im Bereich des Gipfels des M. S. Giorgio liegt der Ostflügel wieder um ca. 1400 m tiefer. Im Gebiet von Campione liegt die Obergrenze des Lias zu beiden Seiten der Luganerlinie schätzungsweise auf derselben Höhe.

Ein Vergleich dieser Zahlen mit den entsprechenden Werten des Gebietes der Denti della Vecchia lässt auf ein ähnliches Bewegungsbild schliessen.

Während der Ablagerung des untern Lias, sehr wahrscheinlich auch zur Zeit des Rhät und des Hauptdolomits, bildete sich im Osten der Luganerlinie das Generoso Becken.

Die Absenkung betrug während der Sedimentation des untern Lias mindestens 1000 m. Im Laufe der alpinen Orogenese wurden die Sedimente im Ostflügel der Luganerlinie intensiv gefaltet. Die Faltenachsen streichen schief zur Luganerlinie. Dadurch mussten Stauchungen entstehen, die vermutlich durch seitliches Ausweichen der beweglichen Kieselkalkmassen (Blattverschiebung von St. Agatha und Generosoüberschiebung) einen Ausgleich fanden. Während im Ostflügel der Luganerlinie horizontale Bewegungen vorherrschen, überwiegen im westlichen Gebiet vertikale Blockbewegungen.

Im südlichen Luganergebiet hob sich als Reaktion auf die alpinen Bewegungen die Luganer Porphyrscholle¹⁾.

Die Luganer Porphyrscholle hob sich entlang ihrer ursprünglichen Nordgrenze über die Sedimente der sogenannten Val Cuvia-Synklinale. Dieser Sedimentzug stellt eine grabenartige Senke dar, zwischen der Porphyrscholle und dem im NW aufsteigenden Kristallin. Die Achsen der Aufwölbungen des Kristallins streichen EW, während die Aufschiebung der Porphyre NE streicht. Aus diesem Grunde öffnet sich die Val Cuvia-Senke gegen Westen.

Für unsere Ausführungen sind vor allem die Strukturen am Ostende der Val Cuvia-Senke, im Gebiet des M. S. Salvatore wichtig (vgl. Fig. 14 und 15).

Die Tektonik des Salvatoregebietes ist weitgehend durch vertikale Blockbewegungen bedingt. Im Süden hob sich die Porphyrscholle, während im Norden und Westen das Grundgebirge in die Höhe stieg. Im EW-Profil erscheint der M. S. Salvatore und das westlich anschliessende Kristallin als eine gegen Osten absteigende Bruchterasse. Die westlichste, höchste Stufe bildet das Kristallin des Collina d'Oro, die nächstfolgende, die Dolomite von Carabbia, die tiefste bildet der Dolomitklotz des M. S. Salvatore. Im NS-Profil erscheint der Salvatore als grabenartig versenkte Mulde. Die muldenartige Umbiegung steht in keinem Zusammenhang mit den Brüchen der Umrandung. Die Mulde streicht EW und fällt mit ca.

¹⁾ Da von einer Faltung in diesem Gebiet nicht gesprochen werden kann, ziehen wir den Ausdruck Scholle der Bezeichnung Antiklinale (Maroggio-Prinzio Antiklinale) vor. Die NW-Grenze der Porphyrscholle ist vom M. S. Salvatore bis zum Campo dei Fiori, SE Cuvio, eine steil stehende Verwerfung. Einzig am Westende des M. Campo dei Fiori zeigen Rhät und Kieselkalk über dem Rand der abtauchenden Scholle eine flexurartige Umbiegung.

40–60 Grad gegen Westen ein. Die bei Cap S. Martino sichtbare Aufwölbung scheint mit der zentralen Mulde in keiner genetischen Beziehung zu stehen. Die Achse dieser Mulde streicht ca. N 60–70 W und liegt nahezu horizontal. (Fig. 12, Nr. 4).

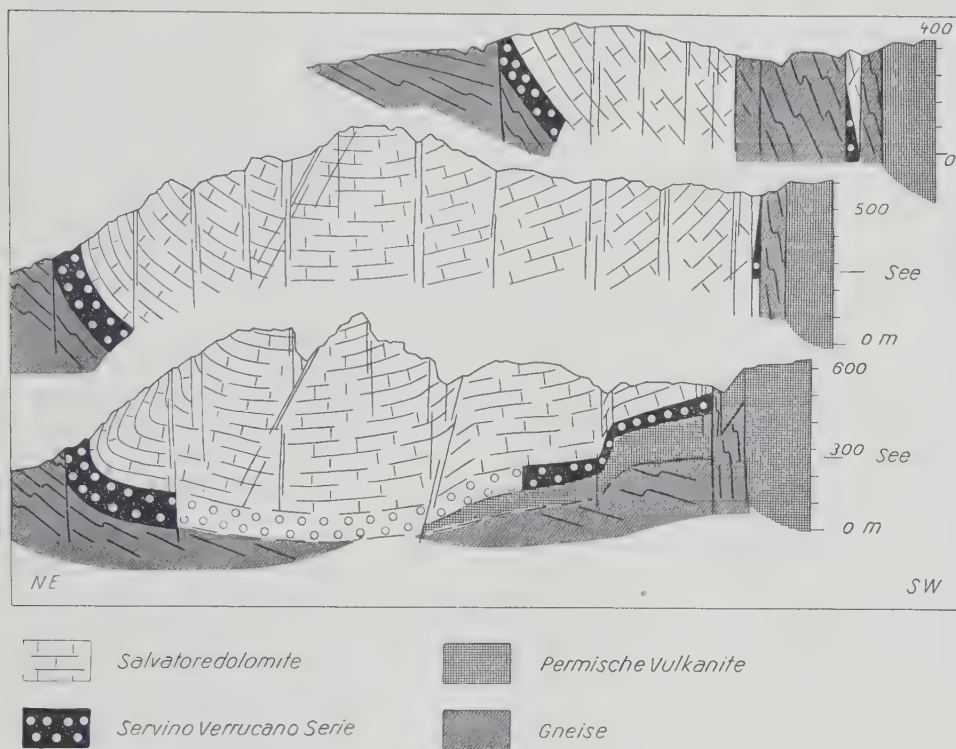
Durch das Emporsteigen der Scholle von Carrabbia und der Collina d'Oro wurden die Sedimente der Val Cuvia-Synklinale im südlich anschliessenden Kristallin fast vollständig ausgequetscht.



Fig. 14. Geologische Karte des M. San Salvatore bei Lugano, im Masstab 1:25000.

Im Norden des Salvatoregebietes steigt das Kristallin des Luganergebietes als flach gewellte Scholle in die Höhe. Wir haben über die Tektonik dieses Gebietes im Abschnitt über das herzynische Grundgebirge gesprochen (p. 101).

Ungefähr auf der Linie Cadro Lago d'Origlio wölbt sich die Scholle gegen Norden auf. Diese Aufwölbung liegt in der westlichen Fortsetzung der M. Grona-Linie und scheint uns auch hier durch das Emporsteigen einer nördlich anschließenden Scholle bedingt zu sein.



Servino Verrucano Serie unter Schutt:
Signatur ohne Schwarz.

Fig. 15. Geologische Profile des M. San Salvatore bei Lugano.

Wenn wir nach diesem kurzen Überblick die Tektonik der beiden Flügel der Luganerlinie vergleichen, scheint uns ein Zusammenhang, in dem sich die Strukturen des Westflügels unter dem Generosolias fortsetzen sollten, kaum möglich. Weder von der Porphyrscholle noch von der Val Cuvia-Senke oder der flachen Kristallinscholle von Lugano sind im Osten irgendwelche Anzeichen vorhanden. Die Frage, ob nicht die Luganerlinie durch Unterschiede des kristallinen Sockels, zum Beispiel durch das Auftreten der Porphyre im Westen der Luganerlinie bedingt sein könnten, scheint uns hier berechtigt.

Was die Abgrenzung der Porphyre gegen Osten betrifft, haben wir folgende Anhaltspunkte: Im Gebiete der Denti della Vecchia treten, mit Ausnahme einer dünnen Lage brecciöser Quarzporphyre, keinerlei porphyrische Gesteine auf. Weiter im Osten, am Ufer des Comersees, an der Gaeta und bei Bellano am Fusse

der Grigna, fehlen diese vollständig. Erst ca. 40 km östlich der Luganerlinie, bei Introbbio in der Val Sassina, tritt unter dem immer mächtiger werdenden Verrucano eine Serie von vulkanischen Tuffen und Laven auf, die für die Collioschiefer der Bergamaskeralpen charakteristisch sind.

Es scheint uns deshalb möglich, dass die Luganer Porphyre gegen Osten, ähnlich wie gegen NW, an einem alten Grabenrand auskeilen. Die Anlage der Luganerscholle liesse sich in diesem Zusammenhang als Hebung der Porphyrscholle während des Mesozoikums erklären. Ebenso liesse sich die Entstehung der Luganerlinie während der alpinen Orogenese auf diese alte Struktur zurückführen.

Die Sedimente im Ostflügel der Luganerlinie zeigen ein axiales Ansteigen von ca. 25 Grad gegen Osten. Dadurch tritt in der Umgebung des Comersees die Unterlage der Kieselkalke des Generosogebietes an die Oberfläche. Es sollte deshalb möglich sein, anhand der Tektonik dieser östlich anschliessenden Gebiete etwas über die Struktur der Unterlage des Generosolias auszusagen. Ein solcher Versuch kann bis heute nicht unternommen werden, da keine genügenden Untersuchungen am Westufer des Comersees vorliegen. Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich aus dem Umstand, dass wir über die Mächtigkeit des Rhät und des Hauptdolomits unter den Kieselkalken des Generoso nicht orientiert sind.

Wir fassen das Wichtigste kurz zusammen.

Das Gebiet der Denti della Vecchia bis zum M. Brè bildet mit dem südlich anschliessenden Generosogebiet stratigraphisch und tektonisch eine Einheit. An der Luganerlinie lässt sich im Generosogebiet ein ähnlicher Verlauf der Bewegungen feststellen, wie im Gebiet der Denti della Vecchia. Während der Ablagerung des Hauptdolomits, des Rhät und des untern Lias senkte sich im Osten der Luganerlinie das Generosobecken. Im Verlauf der alpinen Orogenese wurden die Sedimente dieses Beckens intensiv gefaltet. Im Westflügel herrschen vertikale Schollenbewegungen vor. Im Süden hob sich die Luganer Porphyrscholle, während im Norden das Luganer Kristallin emporstieg. Zwischen diesen beiden Schollen finden wir die Sedimente der Val Cuvia-Senke eingeklemmt. Auf der Linie Cadro-Lago d'Origlio wölbt sich die Kristallinscholle von Lugano auf. Diese Aufwölbung liegt in der westlichen Fortsetzung der M. Grona-Linie, welche die Nordgrenze der Sedimente des Gebietes der Denti della Vecchia bildet.

Im Gebiet des Comersees tritt die Unterlage der Kieselkalke des Generoso an die Oberfläche. Ein Vergleich dieser Strukturen mit denjenigen des Generosolias ist vorläufig nicht möglich, da vor allem das italienische Generosogebiet und die nördliche Brianza zu wenig bekannt sind.

6. Einige Bemerkungen zur Generosodecke von Prof. R. Staub

Nach der Auffassung von Prof. R. STAUB (1951) stellt die Generosomasse eine eigene südalpine Decke dar, die genau wie eine Teildecke der nördlichen Kalkalpen vom Innenrand der insubrischen Antiklinale bis weit nördlich des Salvatorezuges vordrang.

Mit andern Worten, die Sedimente östlich der Luganerlinie gehören zu einer Decke, die aus dem Gebiete südlich Mendrisio bis über das Quertal von Porlezza hinaus nach Norden vordrang.

Die Front dieser alpenwärts gestossenen Generososcholle soll zum allermindesten dem Südrand des Rhät der Val Solda entlang gegen Osten bis ins Gebiet von Menaggio ziehen. Prof. R. STAUB hält es für durchaus möglich, dass das ganze Dolomitgebirge der Val Solda zur Generosomasse gezählt werden muss. Die Front dieser Masse würde sodann dem Nordrand der Sedimente entlang von Cadro bis nach Acquaseria am Comersee verlaufen.

Die Westgrenze der Generosomasse (unsere Luganerlinie) ist nach R. STAUB in erster Linie als Erosionsrand der Decke aufzufassen.

Wir möchten diesen Ansichten folgendes entgegenhalten:

Die Sedimente des Gebietes der Denti della Vecchia vom Verrucano bis zu den liasischen Kieselkalken des M. Brè stellen eine kontinuierliche Sedimentfolge dar, die das insubrische Kristallin normal überlagert.

Eine Stirne, eine um grössere Beträge vorgestossene Schubmasse, existiert in diesem Gebiet nicht. Sie müsste innerhalb des insubrischen Kristallins zu suchen sein.

Ebenso ist auch im Süden der Generosomasse der Zusammenhang der mesozoischen Sedimente von Mendrisio bis in die Bergamaskeralpen nirgends durch grössere Störungen unterbrochen.

Eine Eigenbewegung der Sedimente des Generosogebietes ist aus diesen beiden Gründen nicht mehr möglich, es sei denn, sie hätten die ganzen Lombardischen Alpen mit sich gerissen.

Zur Annahme einer Überschiebung von Karbon auf die basale Servino-Verrucano-Serie an der Gaeta haben wir bereits Stellung genommen (p. 109). Es handelt sich dort um eine normale Einlagerung von quarzitischen Sandsteinen und dunkeln, tonigen, dolomitischen Sandsteinen mit sandigen Dolomiten in die Servino-Verrucano-Serie.

Die von Prof. R. STAUB als Ausbiss einer Überschiebungsfläche gedeutete Luganerlinie lässt sich von Mendrisio bis in die Gegend von Cadro als steil stehende Verwerfung verfolgen, deren Ostflügel im Durchschnitt über 1000 m tiefer liegt.

Prof. R. STAUB hat in seinem Werk „Gedanken zum Bau der Südalpen“ viele, wichtige und interessante Zusammenhänge aufgedeckt und die Geologie der Südalpen auf lange Zeit hinaus mit neuen Problemen versehen. Was die Tektonik des Luganer Gebietes betrifft, lassen sich die Ansichten von R. STAUB mit unsern Feldbefunden nicht vereinbaren.

Wenn wir die tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse des Luganer Gebietes in ihrem Zusammenhang betrachten, glauben wir annehmen zu dürfen, dass vertikale Blockbewegungen (R. STAUB [1951], p. 251), wenn sie sich auch nicht direkt mit denjenigen des Basler Tafeljura vergleichen lassen, doch eine grosse Rolle spielten.

QUARTÄR

Die quartären Bildungen wurden in unserer Arbeit nicht systematisch untersucht. Wir möchten hier lediglich einige Beobachtungen anführen, die sich im Laufe der Kartierung ergaben.

1. Eiszeitliche Ablagerungen

Im Gebiete der Denti della Vecchia sind keine Anzeichen einer früheren Eigenvergletscherung vorhanden. Typische Karformen treten erst im nördlich anschliessenden Kristallingebiet auf, in Höhen von über 2000 m ü. M.

Von grosser Bedeutung sind jedoch die Ablagerungen der alpinen Gletscher, welche als Seitenarme der mächtigen Talgletscher des Tessin und des Addatales in das Luganergebiet eindrangten.

Die Eismassen des Tessingletschers erreichten unser Gebiet über die Passlücke des Ceneri und die Monti di Medeglia. Im Gebiet der Denti della Vecchia reicht das Erratikum dieses Gletschers bis in eine Höhe von ca. 1200 m ü. M. In der Umgebung der Alpe Bolla, ca. 1100 m ü. M., lässt sich bereits eine geschlossene Moränendecke von grösserer Ausdehnung beobachten. Die zahlreichen Terrassen

am Westhang des M. Boglia sind stets von Moräne bedeckt und mit zum Teil riesigen Erratikern übersät. Im Talgrund des Cassaratetales treten mächtige fluvioglaziale Schotterterrassen auf (Q. 400—600). Auf diesen Terrassen stehen die Dörfer Cadro, Davesco, Soragno etc. Entsprechende Schotterterrassen finden sich auch am Westhang des M. Brè.

Ein Seitenarm des Addagletschers erreichte das Luganergebiet über den Sattel von Croce, östlich Menaggio. Am M. Grona tritt Erratikum bis in eine Höhe von ca. 1500 m ü. M. auf. In der Umgebung der Val Solda finden wir Moränenreste bis ca. 1200 m ü. M. Die Eismassen dieses Gletschers drangen in alle Seitentäler ein und stauten dort mächtige Geschiebemassen.

Eine derartige Füllung zeigt der kesselartige Einschnitt des Cassone, am Südhang des M. Boglia. Dieser Talkessel ist bis auf eine Höhe von ca. 1000 m ü. M. mit Schutt und glazialen Geschiebe angefüllt. Dieses Geschiebmaterial besteht zur Hauptsache aus eckigen Bruchstücken von Kieselkalken und verschiedenen Dolomiten von wenigen cm Dm. in einer grobsandigen Grundmasse. In dieser sandigen Breccie liegen Blöcke von kristallinen Gesteinen und hellen Dolomiten, die oft mehrere m Durchmesser aufweisen. In unregelmässigen Abständen treten in der Breccie durch Calcit verkittete Bänke auf, von zum Teil mehreren m Mächtigkeit. Diese Bänke sind vor allem auf der westlichen Talseite häufig. Sie fallen mit dem Hang gegen Osten ein und verflachen gegen die Talmitte. Die ganze Ablagerung ist ungeschichtet, zeigt aber eine deutliche Schüttung von Westen.

Wir nehmen an, dass der Talkessel des Cassone vom Addagletscher abgeriegelt wurde. Von Westen her, über den flachen Gratrücken des M. Boglia, wurde aus dem Bereich des Tessingletschers fluvioglaziales Geschiebmaterial eingeschüttet.

In der nähern Umgebung unseres Arbeitsgebietes konnten wir an folgenden Orten ähnliche Staubildungen in derselben Höhenlage (ca. 1000 m ü. M.) feststellen:

Val Riccola, westliches Seitental der Val Rezzo, Terrasse der Alpe Riccola.

Val Rezzo, Terrasse der Dörfer Buggiolo und Segghebbia, ferner Terrassen des Pra Marzo auf der südlichen Talseite.

Val Cavargnia, die Terrassen der Dörfer Cavargnia, San Bartolomeo Cusino etc.

Val Sanagra, Terrasse der Alpe Varone.

In entsprechender Höhenlage befinden sich die mächtigen Stauschotterterrassen und Moränen der Val d'Intelvi.

Am Nordhang des Cassoneeinschnittes, gegenüber dem Dorfe Brè, werden diese ältern Staubildungen von jüngeren Moränen diskordant überlagert. Die ersteren sind tiefgehend gelbbraun verwittert, während die jüngere Moräne noch frisch ist.

Das Material der letzteren besteht vorwiegend aus Kieselkalken und dunklen splitterigen Rhätkalken, in einer sandigen Grundmasse. Diese zeigen häufig geschrammte und polierte Flächen. Dolomitblöcke und kristallines Material sind eher selten.

Wir nehmen an, dass zwischen der Ablagerung der Staubildungen von Q. 1000 und der Bildung der Moräne eine längere Erosions- und Verwitterungsperiode erfolgte. Für eine Eingliederung in das zeitliche Schema der Vergletscherungen reichen unsere Beobachtungen nicht aus.

Die Schotterterrassen der Val Solda (Q. 400—700) und die Schotter des Cassaratetales (Q. 400—600) könnten mit diesem zweiten Gletschervorstoss in Zusammenhang stehen. Es scheint sich auch hier um Staubildungen, ähnlich der oben beschriebenen zu handeln.

2. Sackungen

In den tiefen Taleinschnitten des Alpensüdrandes sind ausgedehnte Sackungen eine häufige Erscheinung. Ein grosser Teil dieser Sackungen ist interglazialen oder präglazialen Alters. Die starke Moränenbedeckung macht es jedoch oft schwierig, diese abgeglittenen Massen vom anstehenden Fels zu unterscheiden. Ein typisches Beispiel dieser Art ist die von L. VONDERSCHMITT (1937) beschriebene Sackung von Castelletto bei Melano im Südtessin. Diese Sackung wurde von den früheren Bearbeitern nicht beachtet und führte zur Annahme komplizierter tektonischer Strukturen (vgl. A. BISTRAM 1903, E. FRAUENFELDER 1916, O. SEITZ 1917, D. J. DOEGLAS 1930).

Die ausgedehnten Sackungen am Westhang des M. Boglia stellten uns vor ähnliche Probleme.

Unterhalb der Terrasse von Cureggia treten im Kristallin des Westflügels der Luganerlinie erneut Kieselkalke und Gesteine der Servino-Verrucano-Serie auf. Auf der geologischen Karte von A. BISTRAM (1903) ist die Luganerlinie unterhalb der Terrasse von Cureggia durchgezogen, zwischen den dortigen Kieselkalken und den Gesteinen der Servino-Verrucano-Serie. Dadurch erhält die Luganerlinie einen scharfen Knick gegen Westen. Wie unsere geologische Karte (Tafel VI) zeigt, tritt jedoch oberhalb der Terrasse von Cureggia erneut Kristallin auf. Der Kontakt mit den Kieselkalken ist am Nord- und Südende der Terrasse auf Q. 780, resp. 750 aufgeschlossen, so dass ein geradliniger Verlauf der Verwerfung hier sicher feststeht. Die Sedimente unterhalb der Terrasse von Cureggia müssen somit als tektonische Schuppe oder als Sackung gedeutet werden. Über die Gesteinsfolge des Gebietes unterhalb der Terrasse von Cureggia orientiert die geologische Karte (Tafel VI). Vom Bachbett des Torrente Cassone ausgehend, können wir folgende, scheinbar einheitliche Gesteinsserie vom Grundgebirge bis in die Kieselkalke beobachten: Als Basis treten dunkle, mylonitische Paragneise auf (Stabielloagneise), die nach oben in schwarze, feinschieferige Phyllonite übergehen (vgl. Grundgebirge, p. 91). Die Phyllonite werden von einer mehr oder weniger flachliegenden Gneiss chiari-Scholle überlagert. Am Saumweg von Pregassona nach Cureggia auf Q. 520 tritt über den Gneiss chiari eine schmale Schuppe eines orange-roten Quarzporphyrs auf. Darüber folgen zerrüttete Quarzknauerkonglomerate (Verrucano) und rote, feinkörnige, tonige Sandsteine (Servino). Über dem Saumweg sind zerknietete bunte Mergel aufgeschlossen, mit zerrissenen Sandsteinbänken und Dolomitlagen. Darüber folgen Kieselkalke, wie wir sie vom M. Boglia her kennen (vgl. Stratigraphie p. 126). An der Basis dieses Gesteins tritt stellenweise eine dolomitische Aufarbeitungsbreccie auf. Bei der Wegkehre, auf Q. 530, ist unter den stark zertrümmerten Kieselkalken eine helle Dolomitlinie sichtbar. In den Kieselkalken lässt sich eine nach oben zunehmende Auflockerung und Zerrüttung feststellen. Am Südrand der Terrasse, in der Umgebung des Dörfchens Cureggia, lässt sich beobachten, wie die Kieselkalke allmählich in eine durch Calcit verkittete Bergsturzbreccie und schliesslich in verkitteten Gehängeschutt übergehen. Diese verkitteten Breccien bilden die Unterlage des Dorfes Cureggia. Sie sind auch am Nordrand der Terrasse, im Einschnitt des Weges zur Alpe Bolla gut aufgeschlossen.

Die Deutung der beschriebenen Gesteinsfolge ist mit Schwierigkeiten verbunden. Leider ist die Luganerlinie oberhalb der Terrasse von Cureggia nicht aufgeschlossen. Wir können deshalb nicht feststellen, ob an dieser Störung dieselben Gesteine auftreten wie unterhalb der Terrasse. Die Gneiss chiari, die Phyllonite und die Paragneise ziehen vom M. Brè bis an den Nordrand der Terrasse in nahezu

derselben Höhenlage durch. Die Annahme einer Sackung scheint aus diesem Grunde für diese Gesteine zunächst unwahrscheinlich. Die Kieselkalke und die Gesteine der Servino-Verrucano-Serie machen viel eher den Eindruck abgesackter Massen. Die Auflagerung auf die Gneiss chiari lässt sich jedoch nicht ohne weiteres als Sackungsgrenze deuten.

Eindeutiger sind in dieser Beziehung die Verhältnisse nördlich der Terrasse von Cureggia, Im Gebiet von Orlino bis Davesco. Prof. M. REINHARD machte uns darauf aufmerksam, dass in diesem Gebiete grössere Massen von kompakten Kieselkalken zusammen mit verkittetem Gehängeschutt und Bergsturz vorkommen.

Die Textfigur Nr. 16 zeigt eine Ansichtsskizze der Südflanke der Runse des Riale di Nava, NE Orlino. Der erste Geländevorsprung rechts im Bilde ist durch die Gneiss chiari bedingt. Diese Gneise sind stark aufgelockert und zerrüttet. Im Sattel, oberhalb dieses Rückens, bildet eine schmale Schuppe von orangerotem brecciösem Quarzporphyr einen kleinen Felszahn. E des Sattels stehen helle, gebankte Dolomite an, die leicht bergwärts einfallen. Derartige Dolomite sind im untersten Lias des M. Boglia häufig. Über diesen Dolomiten folgen mit grösserer Mächtigkeit die Kieselkalke. Es handelt sich um dunkle, splitterige Kalke mit Kieselknauern.

In diesen Kieselkalken ist ein kleiner Steinbruch angelegt (Plattform im Bilde).

In der Bachrunse treten unter den Kieselkalken dunkle Paragneise des Grundgebirges an die Oberfläche. Über diesen Paragneisen ist eine tonig-sandige Breccie von mehreren m Mächtigkeit aufgeschlossen. In dieser Breccie treten vor allem Gneise der Unterlage und Kieselkalke auf. Die Kieselkalke sind zum Teil kantengerundet und zeigen deutliche Schrammung. Da in der Breccie keinerlei ortsfremdes Material auftritt, darf nicht ohne weiteres auf Moräne geschlossen werden. Über dieser lockern Masse ist eine durch Calcit verkittete Kieselkalkbreccie sichtbar. Die Breccie wird von gebankten Kieselkalken überlagert. Die Lagerung dieser Kalke ist sehr unregelmässig. Das Gestein scheint in grössere Schollen aufgelöst, die durch breite Zertrümmerungszonen getrennt werden. Die Zerrüttung und Auflockerung nimmt bergwärts rasch zu, so dass die Kieselkalke allmählich in verkittete Bergsturz- und Gehängeschuttmassen übergehen.

Die Kieselkalke und Dolomite scheinen hier eindeutig über das Grundgebirge abgesackt. Der Herkunftsort dieser Massen muss östlich der Luganerlinie liegen, da auf der Zwischenstrecke keine Sedimente auftreten. Diese Gesteine sind somit ca. 300 m abgeglitten, über eine Horizontalstrecke von ca. 600 m. Der Fallwinkel der Gleitfläche beträgt ca. 30 Grad.

Die Luganerlinie ist im Abschnitt oberhalb der Sackung, d. h. in der Falllinie der abgeglittenen Massen nicht aufgeschlossen. Wie die geologische Karte (Tafel VI) zeigt, ist hier eine mit Schutt bedeckte Nische ausgebildet. Die Luganerlinie lässt sich südlich dieser Nische, auf Q. 780, beobachten. Oberhalb des Weges, welcher zur Alpe Bolla führt, bilden hier die Gneiss chiari einen kleinen Felskopf. Nach einer Schuttzone von wenigen m folgen darüber helle, gebankte Dolomite von wenigen m Mächtigkeit. Diese Dolomite sind in die Kieselkalke der M. Boglia-Synklinale eingelagert. Nördlich der Nische sind diese Dolomite erneut sichtbar. Unter dieser Bank konnten wir eine schmale Schuppe eines hellen quarzitänen Quarzsandsteines beobachten. Derartige Gesteine treten in der Servino-Verrucano-Serie häufig auf. Leider ist die Unterlage dieser Schuppe nicht aufgeschlossen. Die Gneiss chiari des Grundgebirges treten erst ca. 200 m weiter nördlich, am Wege, welcher zur Alpe Bolla führt, an die Oberfläche.



Fig. 16. Sackung von Cureggia-Orlino, mit Gleitbreccie (sandige Breccie der Legende) zwischen Paragneis und Kieselkalk. Ansichtsskizze des Südhanges der Runse des Riale di Nava NE Orlino. Der Abhang ist von niedrigem Gebüsch überwuchert, das auf der Zeichnung weggelassen ist.

Es stellt sich nun die Frage, ob das Kristallin, d. h. die bei Orlino anstehenden Gneiss chiari und die Phyllonite, vielleicht auch ein Teil der Paragneise, mit abgesackt sind. Trotzdem die Unterlage dieser Gesteine nirgends sichtbar ist, halten wir diese Gesteine für abgesackt. Kieselkalke, Gneiss chiari und Phyllonite bilden hier einen zusammenhängenden Komplex, der nirgends durch Erosionsgrenzen unterteilt ist. Der Talrand der Sackung ist vermutlich innerhalb der stark zerrütteten Phyllonite zu suchen. Wie uns Prof. M. REINHARD freundlicherweise mitteilte, konnte er in diesen Phylloniten oberhalb Orlino eingeklemmte Kieselkalke beobachten. Wir möchten sie als mit der Sackung verfrachtete Pakete deuten.

Der auf unserer Skizze dargestellte Kontakt zwischen Kristallin und Kieselkalken mit der eingeklemmten Porphyrschuppe entspricht nach unserer Ansicht der Luganerlinie, die hier um mehrere hundert m abgesackt ist.

Einige Hinweise darauf, dass Gneiss chiari und Kieselkalke zusammen über das Grundgebirge abgeglitten sind, geben uns die Aufschlüsse in der Runse des Vallone, südlich Soragno. Beim Eingang der Runse, oberhalb der Autostrasse nach Soragno sind verkittete Schotter sichtbar mit Einlagerungen von Gehängeschutt. In der Bachrunse, auf Q. 430, sind dunkle Paragneise angeschnitten. Am nördlichen Abhang der Runse treten über diesen Paragneisen stark zerrüttete Gneiss chiari auf. Darüber folgt eine grobe, verkittete Kieselkalkbreccie.

Dieselbe Gesteinsfolge lässt sich am Gratrücken südlich der Runse beobachten. Bei P. 493 steht eine verkittete Kieselkalkbreccie an, darunter sind am Südhang des Rückens zerrüttete Gneiss chiari sichtbar. Gneiss chiari und Kieselkalke scheinen hier zusammen über das Grundgebirge abgesackt. Im nördlich anschliessenden Gebiet von Soragno und Davesco treten erneut grössere Massen von abgesackten Kieselkalcken auf. Wir nehmen deshalb an, dass wir im Vallone die tiefsten, am meisten zerrütteten Lagen der Sackung vor uns haben, während die kompakten Partien durch die Erosion entfernt wurden.

Von den beschriebenen Beobachtungen ausgehend, können wir nun versuchen, die Lagerung der Gesteinsserie unterhalb der Terrasse von Cureggia zu deuten. Die Schichtfolge entspricht, wie wir bereits erwähnt haben, derjenigen des Riale di Nava oberhalb Orlino. Nach den bei Orlino gewonnenen Ergebnissen können wir die Kieselkalke und die Gesteine der Servino-Verrucano-Serie ohne weiteres als abgesackt betrachten. Die Gneiss chiari und die Phyllonite bilden mit diesen Gesteinen eine Einheit und scheinen deshalb mitgesackt. Damit steht scheinbar im Widerspruch, dass die Auflagerungsfläche der Gneiss chiari vom M. Brè bis nach Orlino in nahezu derselben Höhe durchzieht.

Wir betrachten zunächst die Tektonik dieses Gebietes: Am Nordhang des Torrente Cassone, auf Q. 550, ca. 600 m SE Cureggia, beschreibt die Luganerlinie einen rechtwinkligen Knick. Wir brachten diesen Knick in Beziehung mit der Cassone-Antiklinale im Ostflügel der Störung. Das Kristallin im Westflügel ist enorm zerrüttet und verwittert. Vom Bachbett des Cassone ausgehend, können wir am Nordhang die bekannte Schichtfolge Stabielloigneise-Phyllonite und Gneiss chiari beobachten. Die Auflagerung der Gneiss chiari auf die Phyllonite ist in einem Anriss oberhalb des Scheibenstandes des Schiessvereins Viganello, auf Q. 500, aufgeschlossen. Über den Gneiss chiari, welche hier ca. 100 m mächtig werden, treten E oberhalb Cureggia erneut Paragneise auf. Diese Gneise werden an der Luganerlinie von einer schmalen Schuppe von Gneiss chiari überlagert.

Das Kristallin im Westflügel der Luganerlinie ist somit in diesem Gebiet eindeutig durch eine Schuppung verdoppelt. Wie weit sich diese Schuppung nach Norden fortsetzt, lässt sich unter der starken Moränenbedeckung nicht beurteilen. Die Sackung muss offenbar zur obern Schuppe gehören, da die Luganerlinie mit-

gesackt ist. Es scheint in diesem Zusammenhang nun merkwürdig, dass die Auflagerungsfläche der Gneiss chiari vom M. Brè bis nach Orlino auf nahezu derselben Höhe durchzieht, d. h. dass die Gneiss chiari der untern Kristallinschuppe und der Sackung auf derselben Höhe liegen. Wir sind der Ansicht, dass diese Übereinstimmung rein zufällig ist. Die Auflagerungsfläche der Gneiss chiari am Nordhang des Torrente Cassone darf wahrscheinlich nicht mit derjenigen der Gneiss chiari oberhalb Pregassona und Ligaino verbunden werden. Erstere scheint unter den abgesackten Massen durchzustreichen und muss vermutlich an der Untergrenze der Gneiss chiari nördlich der Terrasse auf Q. 600 durchgezogen werden. Diese Probleme lassen sich vielleicht von petrographischen Gesichtspunkten aus besser fassen. Wir wollten hier lediglich auf eine nach unserer Ansicht mögliche Lösung aufmerksam machen.

Am NW-Fuss der Denti della Vecchia und an den Südhängen der Val Colla sind Sackungen, die für uns von geringerem Interesse sind, eine häufige Erscheinung. Von grösserer Bedeutung ist die Sackung von Pozzetti unterhalb der Cima di Norezzo (Fig. 2), da hier das bekannte Karbonvorkommen mitbetroffen ist. Die gesamte Schichtfolge, von den Paragneisen bis zum Hauptdolomit, ist hier über 100 m über das Grundgebirge abgesackt.

Der grösste Teil dieser Sackungen sind über das tiefer erodierte Grundgebirge abgeglittene Sedimentmassen. Es ist denkbar, dass diese Bewegungen durch junge tektonische Bewegungen ausgelöst wurden.

3. Einige Bemerkungen zur Morphologie

Das Studium der Morphologie wurde nicht mehr in unsere Untersuchungen einbezogen. Wir begnügen uns hier mit einigen Bemerkungen zu schon bestehenden Arbeiten.

Eine auffällige Erscheinung im Landschaftsbild unseres Untersuchungsgebietes ist die Terrassierung des Cassaratetales. In einer morphologischen Arbeit über das Luganergebiet gliedert H. ANNAHEIM (1935) diese Terrassen in eine Reihe von Eintiefungssystemen. Diese Gliederung erscheint uns in mancher Beziehung fragwürdig, da der Natur des Untergrundes zu wenig Rechnung getragen wurde. So sind z. B. die Systemreste 10, 12 und 14 am Westhang des M. Boglia, im Gebiet von Pregassona bis Davesco in die beschriebene Sackung von Cureggia-Orlino eingeschnitten und somit sicher jünger als die Eintiefung des Tales. Ebenso ist Systemrest 6 (Pian Soldino, E Cadro) in einen inter- oder präglazialen Bergsturz riesigen Ausmasses eingeschnitten. Die Systemreste 16 und 14 E Viganello, beim Ausgang des Cassone-Einschnittes sind in alten verkitteten Deltaschottern angelegt.

Wir sind der Ansicht, dass die erwähnten Terrassensysteme bedeutend jünger sind als die Eintiefung des Tales und vielleicht als glaziale Uferterrassen gedeutet werden können.

Wohl die am meisten diskutierte morphologische Erscheinung sind die tiefen Tröge der Alpenrandseen, die z. T. unter den Meerespiegel hinabreichen. Die Entstehung dieser Tröge wird hauptsächlich auf zwei wesentlich verschiedene Ursachen zurückgeführt. Die eine Richtung versucht diese Becken durch glaziale Übertiefung zu deuten. Eine andere nimmt an, dass es sich um ein versunkenes Relief, nach der Art der Fiorde handle, welches bedingt wäre durch ein relatives Absinken des Alpenrandes.

Was den Luganersee betrifft können wir dazu folgendes bemerken. Das Luganergebiet lag während der Eiszeit abseits der grossen Gletscherströme der

Alpen. Die Eismassen welche das Luganergebiet mit einer Mächtigkeit von max. 1200 m (bei Lugano) bedeckten, nährten sich vom Überlauf des Addagletschers über die Lücke von Croce, WMenaggio, und desjenigen des Tessingletschers über die Lücke des Ceneripasses.

Über diese hoch gelegenen Rücken konnten nur während des Höchststandes beträchtliche Eismassen fließen. In der übrigen Zeit lagerte im Luganergebiet eine riesige Eisdecke die nur durch geringmächtige Zuflüsse genährt wurde. Beim Rückzug der grossen Talgletscher wurden diese Zuflüsse frühzeitig abgeriegelt, so dass hier eine mächtige Toteismasse liegen blieb (vgl. R. STAUB, 1938).

Diese Überlegungen machen die Annahme einer glazialen Kolkung für die Entstehung des Beckens des Luganersees unwahrscheinlich.

Die Deutung der Oberflächengestalt des Luganergebietes als versunkene Landschaft scheint viel einfacher und naheliegender. Für eine derartige Annahme spricht auch die Beobachtung, dass sich zahlreiche Bacheinschnitte und Gratrücken unter das heutige Seeniveau fortsetzen.

Verzeichnis der zitierten Literatur

- ANNAHEIM, H. (1935): *Die Landschaftsformen des Luganergebietes*. Inaug. Diss. Basel.
- BAYET, E. (1887): *Notes sur quelques excursions géologiques faites aux environs de Lugano (Tessin)*. Bull. séances soc. royal Malacologique de Belgique, 22.
- BISTRAM, A. v. (1903): *Das Dolomitgebiet der Luganeralpen*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 14.
- (1903): *Beiträge zur Kenntnis der Fauna des untern Lias in der Val Solda*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 13.
- BUCH, L. v. (1825): *Über einige geognostische Erscheinungen in der Umgebung des Luganersees in der Schweiz*. Abh. preuss. Akad. Wiss. 5.
- BURFORD, J. A. (1940): *Les formations cristallines de la région luganaise*. Bull. suisse min. et petrogr. 20, Zürich.
- (1950—1951): *Les grandes lignes tectoniques du Tessin méridional*. Boll. Soc. Ticinese Sci. Natur.
- DOEGLAS, D. J. (1935): *Die Geologie des M. San Giorgio und der Val Mara*. Leidsche Geol. Meded., Deel VII.
- DOZY, J. J. (1935): *Über das Perm der Südalpen*. Leidsche Geol. Meded. Deel VII.
- ESCHER, B. G. (1911): *Über die praetriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi*. Inaug. Diss. ETH. Zürich.
- ESCHER v. D. LINTH, A. (1853): *Geologische Bemerkungen über das südliche Vorarlberg und angrenzende Gegenden*. Denkschr. S.N.G.
- FRAUENFELDER, A. (1916): *Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen*. Eclogae geol. Helv. 14.
- FRECH, F. (1897): *Lethaea geognostica*. I. Teil, 2, Stuttgart.
- GÜMBEL, C. W. (1880): *Geognostische Mitteilungen aus den Alpen*. VII. Sitzungsber. mat.-phys. Kl. K. bayr. Ak. Wiss. 10.
- HEER, O. (1883): *Die Urwelt der Schweiz*. Zürich.
- HOUTEN J. VAN, (1929): *Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago maggiore*. Eclogae geol. Helv. 22.
- JONGMANS, W. J. (1950): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz*, I. Eclogae geol. Helv. 43.
- KELTERBORN, P. (1922): *Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin)*. Verh. Naturf. Ges. Basel 34.
- KOENIGSBERGER, J. (1928): *Über carbonähnliche Ablagerungen in den nördlichen Dinariden bei Lugano*. Eclogae geol. Helv. 21.
- LAVIZZARI, L. (1840, 1843, 1845): *Memorie I e III sui minerali della Svizzera italiana*. Mendrisio e Capolago.
- (1860): *Catalogo delle rocce sedimentarie e dei fossili etc.* Locarno.
- (1863): *Escursioni nel cantone Ticino*. Lugano.
- LEUZINGER, W. (1926/27): *Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori etc.* Eclogae geol. Helv. 20.

- MAGNANI, M. (1944/45): *Sulla presenza di terreni spettanti al carbonifero nei Monti di Menaggio (Val Sanagra)*. Atti R. Acc. Sci. Torino 80.
- NEGRI, G. e SPREAFICO, E. (1869): *Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano*. Mem. R. Ist. Lomb. 11.
- REICH, H. (1912): *Über ein neues Vorkommen von Fossilien im Servino des Luganersees*. Centralbl. Min. etc.
- REINHARD, M. (1934): *Exkursion Nr. 69*. Geol. Führer Schweiz.
- (1939): *Kristallin der Insubrischen Zone*. Erläuterungen zum Blatt Jorio. Geol. Atlas Schweiz.
- REPOSSI, E. (1902): *Osservazioni stratigraphiche sulla Valle d'Intalvi etc.* Atti Soc. ital. Sci. nat. 41.
- SCHMIDT, C., & STEINMANN, P. (1890): *Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano*. Eclogae geol. Helv. 2.
- SCHWEIGHAUSER, J. (1950): *Spirillinen aus dem Lias von Arzo (Tessin)*. Eclogae geol. Helv. 43.
- SEITZ, O. (1907): *Über die Tektonik der Luganeralpen*. Verhandl. naturhist. med. Vereins Heidelberg [N.F.] 13, Heft 3.
- SENN, A. (1924): *Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese*. Inaug. Diss. Basel, Eclogae geol. Helv. 30.
- SITTER, L. U. DE (1925): *Les porphyres luganois et leurs enveloppes*, etc. Leidsche Geol. Meded., Deel I.
- SITTER, L. U. DE, & KOOMANS, C. M. DE (1949): *The Geology of the Bergamask Alps*. Leidsche Geol. Meded., Deel XIV B.
- SORDELLI, A. (1879): *Sulle piante fossili recentemente scoperte a Besano*. Atti Soc. Ital. Sci. nat. 22.
- STAUB, R. (1938): *Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen*. Eclogae Helv. 31.
- (1949): *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. Eclogae geol. Helv. 42.
- STUDER, B. (1851—1853): *Geologie der Schweiz*.
- TARAMELLI, T. (1880): *Il canton Ticino meridionale e i paesi finitimi*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, [1. Folge], 17.
- TREVISAN, L. (1939): *Il gruppo di Brenta con Carta geologica*. Mem. Ist. geol. R. Univ. di Padova 13.
- TRÜMPY, E. (1930): *Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee*. Eclogae geol. Helv. 23.
- VENZO, S., & MAGLIA, L. (1947): *Lembi carboniferi trasgressivi sui Micascisti etc.* Atti Soc. ital. Sci. nat. 86, Milano.
- VONDERSCHMITT, L. (1937): *Die Luganer Hauptverwerfung bei Melano und die als Überschiebung gedeutete Sackung von Castelletto*. Eclogae geol. Helv. 30.
- (1940): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Südtessin*. Eclogae geol. Helv. 33.
- WEHRLI, L. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen*. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechnische Serie, XI. Liefg. (128—153).

Lebenslauf

Am 11. Mai 1926 wurde ich, Peter Lehner, von Kippel (Wallis), als Sohn des Karl und der Olga Lehner-Strebel in Zermatt geboren.

Nach Absolvierung der Primarschule in Zermatt besuchte ich die humanistischen Gymnasien der Kollegien Engelberg und St. Maurice, und bestand in letzterem die Maturitätsprüfung.

Im Wintersemester 1946/47 immatrikulierte ich mich an der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel.

Die vorliegende Arbeit entstand unter Leitung von Herrn Prof. L. Vonderschmitt.

Ich besuchte die Vorlesungen und Übungen folgender Herren Professoren: L. Vonderschmitt, M. Reinhard, M. Reichel, E. Wenk, A. Portmann, P. Huber, H. Erlenmeyer, ferner der Herren PD. P. Bearth und W. Nabholz.

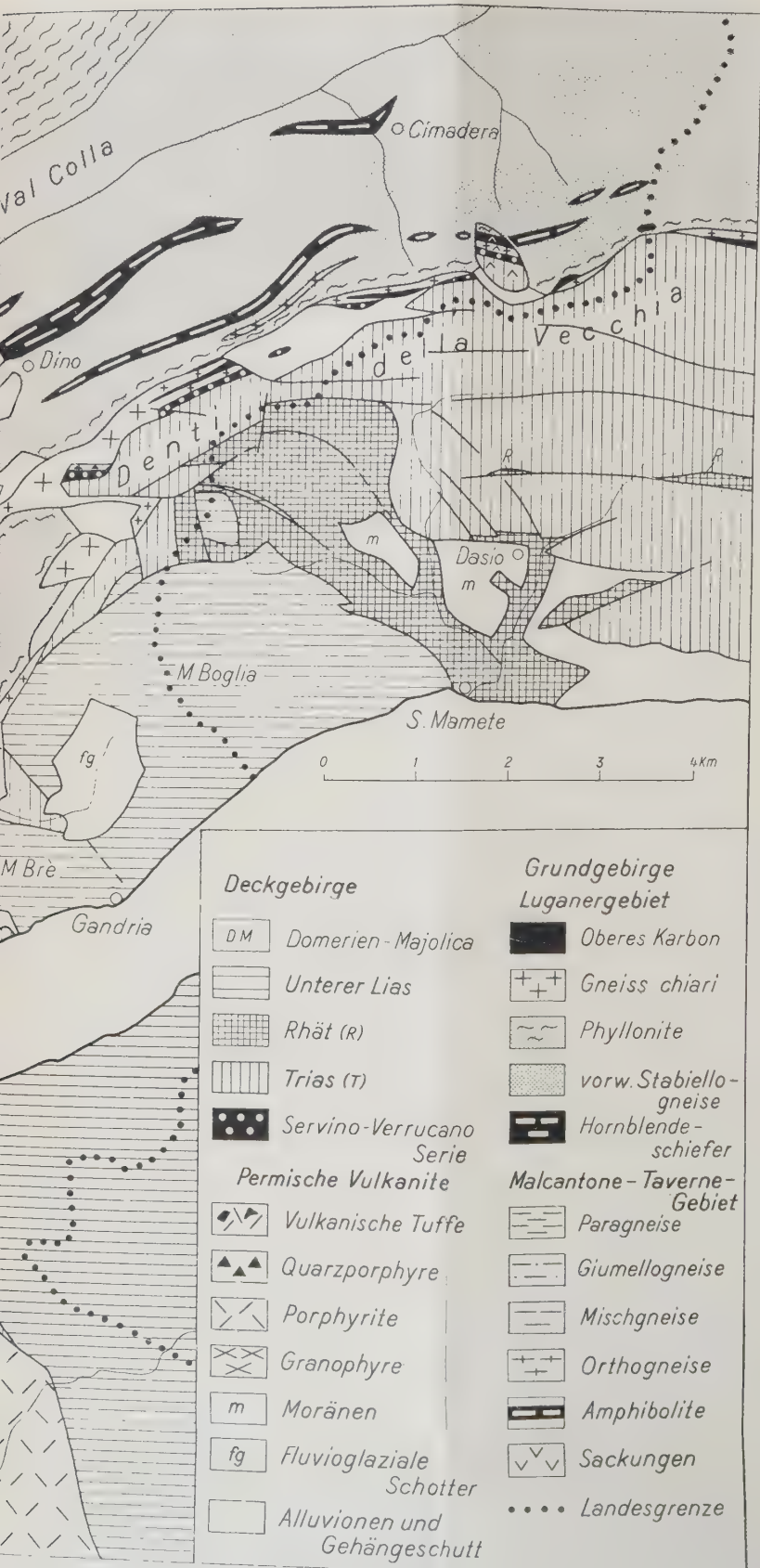
**Geologische Übersichtskarte
der Gegend von Lugano**

zusammengestellt von

PETER LEHNER

1:75 000

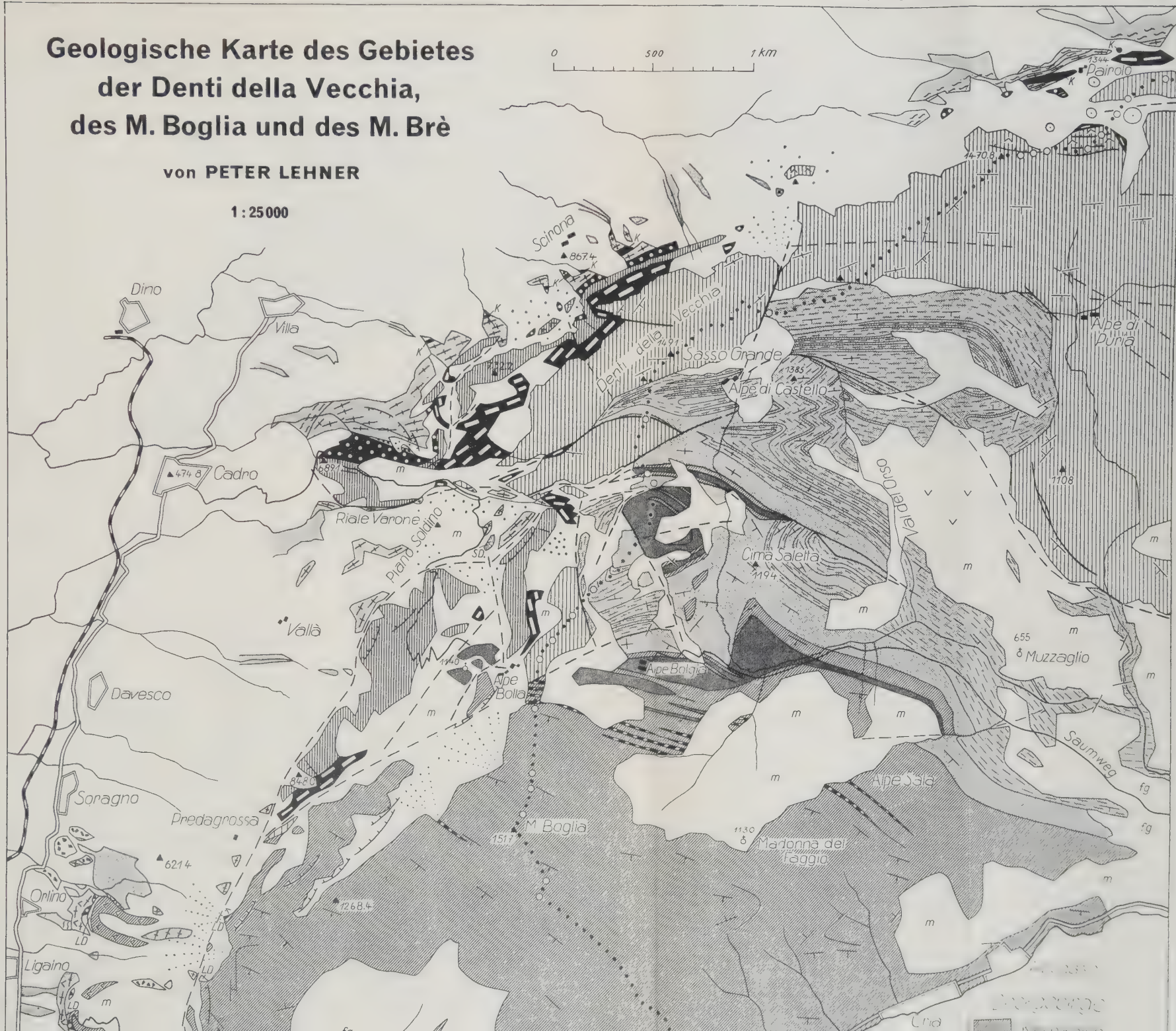




Geologische Karte des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia und des M. Brè

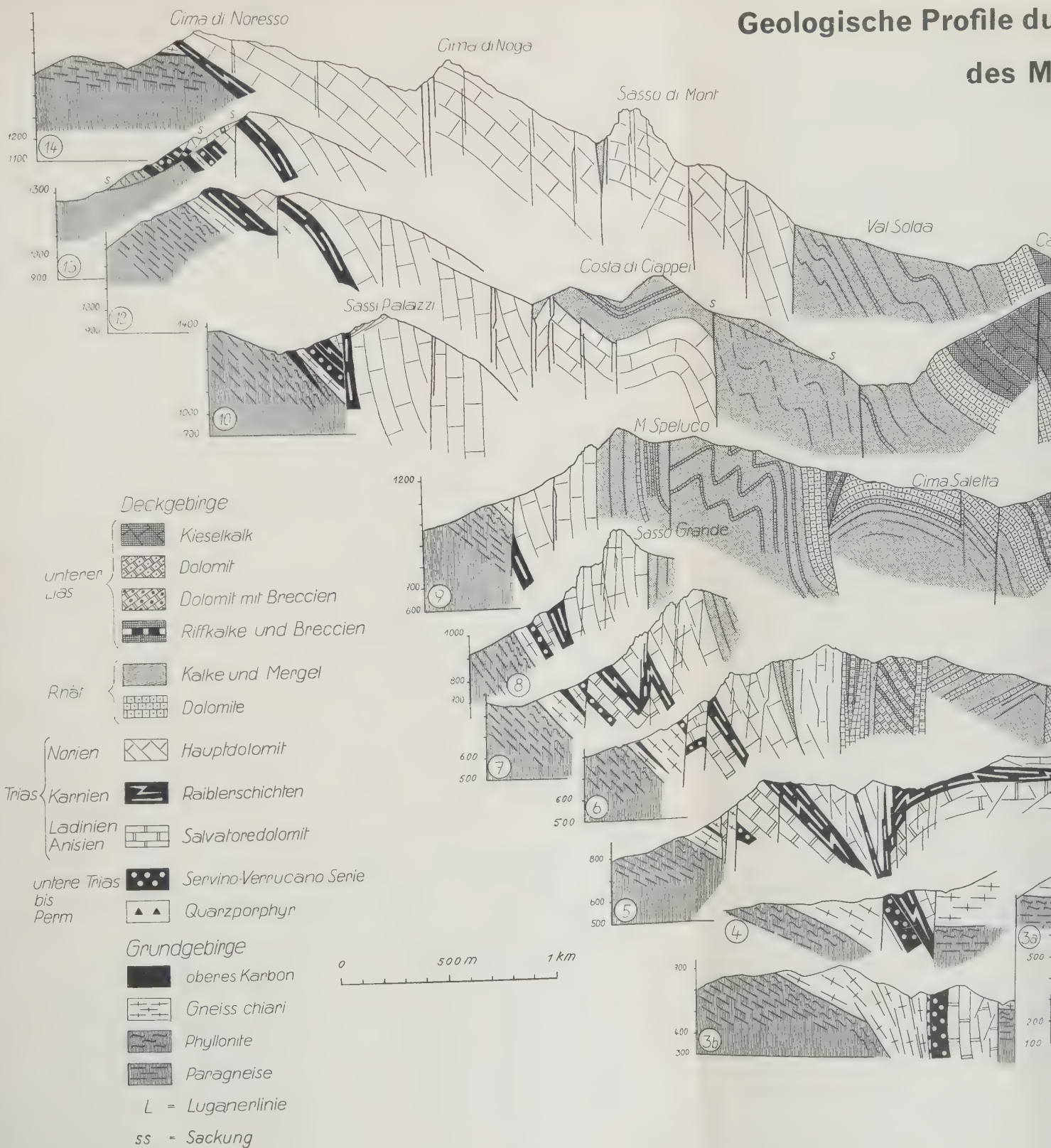
von PETER LEHNER

1 : 25 000





Geologische Profile du des M



ch das Gebiet der Denti della Vecchia, Boglia und des M. Brè

von PETER LEHNER

1:25 000



